Environnement Canada | Environment Canada

BULLETIN LE CO_2 ET LE CLIMAT

PÉRIODIQUE DE LA RECHERCHE SUR LE CHANGEMENT CLIMATIQUE

L'ANNÉE 1998 EN REVUE : ÉVALUATION DES PROGRÈS DE LA RECHERCHE EN SCIENCE DES CHANGEMENTS CLIMATIQUES

1.0 INTRODUCTION

Réalisé dans le cadre d'un processus continu d'examen et d'évaluation de la littérature mené à la Direction de l'évaluation scientifique et de l'intégration des politiques du Service météorologique du Canada, ce numéro du bulletin Le CO_2 et le climat est une synthèse de plus de 1000 articles et rapports scientifiques dans le domaine du changement climatique, qui ont été publiés en 1998 par des journaux à comité de lecture. Comme les précédentes, cette synthèse ne prétend pas être un bilan complet de l'état des connaissances scientifiques sur le changement climatique, mais plutôt un bref résumé des derniers résultats de recherches. Pour avoir une évaluation plus complète de la science du changement climatique, le lecteur peut consulter le Deuxième rapport d'évaluation (DRE) de 1995 du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC) et les rapports spéciaux publiés par la suite par le GIEC (1-5). On peut aussi trouver dans des numéros précédents du bulletin Le CO_2 et le climat des résumés d'articles de recherche publiés après le DRE, mais avant 1998. Les plus récents sont accessibles sur le site Web de l'évaluation scientifique du SMC, à l'adresse suivante : www.tor.ec.gc.ca/apac/climate/ccsci_e.cfm.

Par souci de brièveté et d'utilité, la revue de la littérature de 1998 est très concise, mais accompagnée de nombreuses références. Le lecteur trouvera dans ces documents des détails supplémentaires sur les divers sujets et résultats discutés. Il ne fait pas de doute que certains articles importants n'auront pas été inclus dans la revue, soit par omission, soit faute d'un accès facile aux journaux dans lesquels ils sont parus. Nous nous excusons de tout ennui ou inconvénient que cela pourrait causer à leurs auteurs ou aux lecteurs.

Printemps 2000

Dans ce numéro...

Introduction 1

Changements de la composition de l'atmosphère 1

Forçage radiatif 6

Modélisation du climat 8

Tendances du climat 12

Impacts 17

Politique 21

Références 23

2.0 CHANGEMENTS DE LA COMPOSITION DE L'ATMOSPHÈRE

2.1 Dioxyde de carbone

Concentrations atmosphériques : Les données de quelque 40 stations de surveillance réparties dans le monde entier montrent que, en 1997, les concentrations atmosphériques moyennes de dioxyde de carbone avaient atteint 364 parties par million en volume (ppmv), soit environ 1,3 et 3,1 ppmv de plus qu'en 1996 et 1995, respectivement. Ces vitesse d'augmentation se compare à l'augmentation annuelle moyenne de 15 ppmv observée depuis 1980. Les mesures obtenues avec des carottes de glace montrent aussi des indications d'une poursuite des accroissements. Cependant, alors que l'on note une bonne concordance entre les diverses analyses d'enregistrements de carottes de glace entrepris (quelle que soit la technique d'extraction utilisée), on continue d'avoir des doutes sur l'exactitude des reconstitutions des concentrations de CO_2 dans les segments les plus âgés de certaines de ces carottes, surtout celles du Groenland.[6-8]

Compréhension du bilan planétaire du carbone : Les analyses des importantes variations spatiales et temporelles des concentrations atmosphériques de CO_2 peuvent aider à identifier et quantifier des sources et puits particuliers de dioxyde de carbone, et à tester les modèles du transport atmosphérique. Elles doivent cependant prendre en compte l'influence des processus d'advection horizontale, de l'épaisseur de la couche limite et des facteurs thermiques locaux, ainsi que la position des stations de

Évaluation Scientifique et Intégration • Service Météorologique du Canada (concours financier du Groupe de recherche et de développement énergétiques)
4905, rue Dufferin, Downsview (Ontario) M3H 5T4 • Téléphone: (416) 739-4432.

Canada

Ce papier contient un minimum de 50% de fibres recyclées dont 10% de fibres recyclées après consommation.

surveillance par rapport aux sources et puits anthropiques et naturels. Des études connexes ont montré que la variabilité saisonnière, interannuelle et interdécennale peut aussi influer considérablement sur les changements du comportement des remontées océaniques et sur la croissance de la végétation terrestre, donc sur la variabilité des concentrations de CO_2.[9-19]

De récentes analyses suggèrent que le flux planétaire de carbone entre l'atmosphère et la biosphère terrestre est actuellement en quasi-équilibre, l'absorption nette par les écosystèmes compensant à peu près les sources du déboisement. La plus grande partie de l'absorption biosphérique semble se produire en Amérique du Nord, surtout dans le sud des régions tempérées, mais il y a d'autres régions d'absorption apparente, comme l'Eurasie, le nord de l'Afrique et les régions de forêt tropicale mature d'Amérique du Sud. L'érosion des terres et les processus biologiques en jeu dans les systèmes de lacs et de cours d'eau pourraient aussi transporter chaque année jusqu'à 0,7 GtC des écosystèmes terrestres dans les océans. Les techniques de cartographie par satellite et un réseau proposé de hautes tours de surveillance pourraient aider à améliorer significativement les estimations de ces flux régionaux de CO_2 dans l'avenir.[20-26]

Les progrès des techniques de mesure et de modélisation ont aussi contribué à réduire significativement l'incertitude dans l'estimation de l'ampleur de l'absorption nette de carbone par les océans. Des études sur le sujet ont suggéré qu'environ 35 % des émissions industrielles des années 1980 ont été absorbées par les océans, et que, si le bilan planétaire du carbone devait trouver un nouvel équilibre dans les prochains milliers d'années, 85 % des émissions actuelles aboutiraient dans l'océan, alors que la plus grande partie des 15 % restants demeurerait dans l'atmosphère. Une grande partie du carbone excédentaire de l'océan profond serait à terme neutralisé par les sédiments, alors que le carbone anthropique restant dans l'atmosphère serait lentement neutralisé au fil des âges géologiques par les roches silicatées. Cependant, ces estimations sont sensibles à la manière dont les processus océaniques, comme le système de la circulation thermohaline, évolueront dans un climat plus chaud.[27-31]

Les analyses des changements des isotopes du carbone et de l'oxygène atmosphériques peuvent aussi être utilisées pour étudier le comportement passé et actuel du cycle planétaire du carbone. Par exemple, les tendances des isotopes dans des échantillons de dioxyde de carbone atmosphérique, provenant à la fois de carottes de glace et de prélèvements faits par les réseaux d'observation, indiquent que la biosphère terrestre a été une source nette de dioxyde de carbone jusqu'au milieu du XX^{e} siècle, puis est devenue un puits estimé à 0,9 GtC/an pendant la période 1970-1990. Les estimations connexes des actuels puits océaniques sont d'environ 1.1 GtC/an (soit moins que les estimations obtenues par d'autres techniques). Cependant, les techniques d'analyse des isotopes restent complexes et sont entachées d'une incertitude considérable.[32-36]

Flux terrestres du carbone : Les changements des réservoirs de carbone au sein des écosystèmes terrestres semblent avoir joué un rôle important dans les variations à long terme des concentrations atmosphériques de CO_2. Aux très longues échelles de temps, ces variations peuvent avoir été limitées par des interactions entre le CO_2 atmosphérique et les taux de météorisation des continents, qui assurent une rétroaction négative significative. Les données paléologiques sur le dernier cycle glaciaire indiquent cependant que la teneur en carbone de ces réservoirs peut être de 900 à 1900 GtC plus élevée actuellement que pendant le dernier maximum glaciaire. Des études semblables menées à l'aide de modèles de la biosphère suggèrent des changements quelque peu moindres. Des effets de fertilisation par le CO_2 accrue semblent contribuer substantiellement à cette accumulation de carbone pendant la déglaciation, mais tendre aussi à réduire la fraction de plantes en C^{4} dans les écosystèmes. Dans des régions telles que l'Afrique subsaharienne, l'augmentation du brûlage de la biomasse a également pu intervenir pour garder basses les concentrations de carbone pendant les périodes glaciaires. Les climats chauds des interglaciaires ont contribué à ce que les taux d'accumulation du carbone soient particulièrement forts dans les régions des latitudes élevées, comme les tourbières et plaines de Russie.[37-45]

À l'heure actuelle, avec la coupe à blanc des forêts, de nombreuses régions terrestres sont encore une fois devenues des réservoirs de carbone plus petits, à la fois par l'enlèvement de la biomasse aérienne et par la poursuite des émissions de CO_2 des sols dénudés au cours des décennies suivantes. En Afrique tropicale, par exemple, on estime que ces activités ont réduit les bassins terrestres régionaux totaux du carbone de 10 % ou plus au cours des seules années 1980.[46-47]

Les données satellitaires et les mesures in situ ont été très utiles pour élaborer et étalonner les modèles des flux de carbone nécessaires afin d'évaluer correctement les relations entre les caractéristiques de la végétation et les flux régionaux du carbone, quoique la technique de passage de l'échelle des mesures locales (qui peut varier considérablement dans le temps et dans l'espace) à celles du paysage et de l'écosystème utilisées dans ces modèles reste problématique. Les modèles des flux de carbone sont un outil important pour améliorer la compréhension des processus qui régissent l'évolution temporelle des réservoirs de carbone. L'inclusion des facteurs tels que les processus phénologiques, les changements d'affectation des terres et les incendies a permis d'accroître significativement la performance de ces modèles, mais on constate encore des inexactitudes marquées.[48-53]

À la lumière des observations et des études faites avec ces modèles, un certain nombre de facteurs semblent modeler les relations entre l'écosystème et les flux du carbone selon la région. Par exemple, la fraction du carbone souterrain par rapport au carbone total dans un écosystème peut varier de moins de 50 % dans les forêts tropicales comme celles du Brésil jusqu'à 86 % dans les forêts boréales de Russie. De même, le pourcentage de la superficie de la région occupée par des tourbières peut aussi varier de façon spectaculaire. Des variables climatiques comme la température, l'humidité du sol et le niveau de la nappe phréatique peuvent aussi être des facteurs clés régissant l'équilibre entre l'absorption biologique dans l'écosystème et la respiration de celui-ci, entraînant ainsi une forte variabilité saisonnière et interannuelle des flux du carbone. Dans certaines régions, l'apport de nutriments et d'autres contraintes biologiques peuvent être plus importants que les variables climatiques. Il en résulte une grande variabilité régionale des flux actuels du carbone terrestre et de la manière dont ces flux réagissent aux changements environnementaux. Par exemple, les peuplements de forêt boréale dans des régions comme le centre du Canada, la Scandinavie et l'est de la Sibérie sont généralement des puits modérés de carbone pendant l'été, mais deviennent des sources en hiver, et surtout pendant le dégel printanier, en raison de la poursuite de la respiration du sol. Cependant, certaines années, ces forêts peuvent devenir des sources annuelles nettes significatives. Les prairies, par contre, sont surtout des puits nets, dont l'ampleur est cependant fonction des stratégies de gestion.[54-62]

La compréhension et la modélisation des processus pédologiques qui influent sur les flux du carbone peuvent être particulièrement problématiques, en raison des multiples variables et rétroactions en jeu. En général, pour la plupart des écosystèmes, le rapport du carbone à l'azote (C:N) dans le sol semble baisser à mesure que la température s'élève, ce qui contredit la théorie qu'une hausse de la température fournirait une rétroaction négative en minéralisant davantage d'azote sous la forme de nutriments favorisant la croissance des végétaux. Une augmentation du dépôt atmosphérique d'azote peut aider à alléger le stress azoté, dans la mesure où l'apport d'autres nutriments n'est pas limitant. De plus, certains végétaux, dont certaines espèces boréales, peuvent être capables d'utiliser l'azote organique autant que l'azote minéralisé, ce qui rend encore plus difficile de comprendre la réaction de l'écosystème au changement. Des hausses rapides des températures peuvent aussi faire augmenter la respiration du sol plus rapidement que la croissance des végétaux. Les processus microbiens semblent un élément très important de la réponse du sol à la fois à une hausse des concentrations de CO_2 et à l'évolution du climat. Dans certaines circonstances, la vitesse d'accumulation de la litière dans les forêts peut constituer une donnée substitutive pour l'élément activité de la biomasse racinaire de ces processus pédologiques. À la surface du sol, la décomposition de la litière, qui peut être une source significative de carbone atmosphérique, semble très sensible à la fois à la structure du carbone dans la litière et à sa teneur en humidité.[63-70]

Dans les sols des tourbières et toundras des régions nordiques et élevées, les flux de carbone varient considérablement selon la saison, la couverture de neige, l'endroit et les caractéristiques de la végétation. Certains types de végétation mince, par exemple, permettent une plus grande exposition du sol au rayonnement solaire et donc à une plus grande oxydation, alors que d'autres, comme les lichens, les mousses et les arbustes, causent souvent une plus basse respiration du sol et peuvent donc doubler l'absorption nette de carbone. La hauteur de la nappe phréatique, l'épaisseur de la couche gelée et l'apport de nutriments sont d'autres grands facteurs de contrôle. Tous devraient changer dans les scénarios du climat futur, mais l'effet net sur les flux du carbone est encore difficile à projeter. Par exemple, un certain nombre d'études indiquent qu'une augmentation de la respiration pourrait faire de certains de ces écosystèmes des sources significatives dans les régimes climatiques futurs. D'autres suggèrent que l'augmentation de la libération d'azote, due à un accroissement de la décomposition, combinée à l'influence de concentrations plus élevées de CO_2 pourrait à la fois accélérer le taux de remplacement du carbone dans l'écosystème et accroître considérablement la productivité primaire de l'écosystème et la capacité de la région en tant que puits de carbone.[71-80]

Flux océaniques : Au cours du dernier âge glaciaire, des facteurs régionaux, comme la couverture glacielle et la fertilisation par le fer due au transport de poussière à partir des terres, ont pu induire une variabilité régionale significative du rôle des océans en tant que sources et puits de carbone atmosphérique. Par exemple, alors que des concentrations atmosphériques faibles signifient des puits océaniques moyens significatifs, les indications fournies par des sédiments de l'océan Indien suggèrent que cette région a pu être une source significative. Cependant, l'augmentation des concentrations atmosphériques de CO_2 au cours de la déglaciation qui a suivi est probablement due à une réduction planétaire de l'absorption de carbone par les océans, plutôt qu'à des phénomènes régionaux.[81-82]

Les mesures des flux air-mer effectuées depuis 1982 indiquent que, bien que les flux régionaux actuels puissent aussi varier considérablement d'un jour ou d'une année à l'autre, les flux air-mer moyennés sur la planète ne varient chaque année que d'environ 0,4 GtC/an. Donc (malgré l'ampleur possible des erreurs de mesure), la grande variabilité interannuelle des augmentations des concentrations atmosphériques semble régie en priorité par des changements des processus terrestres plutôt que des processus océaniques. Seulement environ 20 % de la surface de l'océan planétaire agit actuellement comme un puits naturel net significatif du carbone. L'une de ces régions puits semble être l'océan Austral, où la productivité primaire pourrait être beaucoup plus grande qu'on ne l'avait estimé (bien que demeurant inférieure à son plein potentiel en raison de facteurs encore mal compris). Alors que le reste des océans est soit proche de l'équilibre, soit une faible région source, certains estuaires peuvent avoir de forts taux de respiration, et donc être de fortes régions sources. En moyenne, l'intensité de l'absorption de carbone dans les régions puits semble suffisante pour dominer les régions sources plus faibles, d'où une absorption nette de carbone atmosphérique par l'océan à l'échelle de la planète. Cette conclusion est corroborée par les indications que les concentrations moyennes de carbone dans les eaux océaniques superficielles sont à la hausse. Cependant, c'est dans l'Atlantique tropical, qui est par ailleurs une région source naturelle nette de CO_2 atmosphérique, que l'on rencontre la plus forte concentration de carbone de sources anthropiques dans les eaux de surface. Par contraste, l'océan Arctique semble n'être qu'un faible puits (environ 1 %) du CO_2 anthropique. Une grande partie du carbone anthropique de l'Atlantique tropical est advectée par les courants océaniques de surface dans l'Atlantique Nord, où elle s'enfonce dans l'océan profond. Les mesures suggèrent que ce carbone est déjà descendu jusqu'au fond dans des régions situées au nord de 50° N. Bien qu'il puisse aussi y avoir transport vers le sud jusque dans l'Atlantique Sud, on n'a pas d'indication que le carbone anthropique y ait atteint l'océan profond. Les modèles développés pour simuler ces mécanismes de transport ont encore quelque difficulté à reproduire ces résultats.[83-100]

Moins de 2 % (environ 685 GtC) du carbone présent dans les océans de la planète est sous la forme de carbone organique dissous (COD). Cependant, ce carbone est un important indicateur des variations spatiales et saisonnières de la production biologique de carbone dans les eaux de surface de l'océan. Pour le COD de l'océan profond, les gradients de concentration peuvent en fait fournir de l'information sur la façon dont les processus de production de COD ont évolué au cours des millénaires. Pendant les périodes de pointe de la production en surface (qui peuvent être régis par divers facteurs comme la saison, l'advection épisodique de poussière riche en fer dans une région et le transport de nutriments par les tourbillons océaniques et d'autres mécanismes), jusqu'à 70 % du carbone biologique produit peut être sous la forme de COD. Les concentrations de COD peuvent donc varier considérablement dans le temps et dans l'espace. Cependant, le rôle de carbone dans le bilan planétaire du carbone total n'est pas encore bien compris.[101-105]

Une autre forme de carbone organique est le carbone noir, que l'on trouve en quantités significatives dans le carbone organique sédimentaire sur le plancher océanique (généralement beaucoup plus vieux que l'autre carbone sédimentaire). Cette abondance suggère soit que c'est un composant significatif du COD, soit que l'exportation de carbone dans les océans par les fleuves est présentement sous-estimée.[106]

Changements futurs du cycle planétaire du carbone : La confiance qu'on peut accorder à l'utilisation de modèles couplés biochimie-climat et autres outils de modélisation pour étudier les changements temporels de la productivité primaire nette dans les systèmes tant océaniques que terrestres continue d'être entravée par une compréhension inadéquate des limitations de l'apport de nutriments, de la physiologie des végétaux, de la réponse des sols et de la dynamique des écosystèmes. Cependant, même si les résultats des études doivent être pris avec réserve, ils laissent penser que les réponses physique et biologique des océans aux changements de l'environnement pourront réduire l'absorption nette de dioxyde de carbone atmosphérique dans des régions telles que l'océan Austral au cours des décennies à venir. Des simulations de la réponse des écosystèmes terrestres aux changements récents et futurs du CO_2 et du climat suggèrent que les écosystèmes sont devenus de plus en plus productifs avec le temps, mais que les effets de la fertilisation par le CO_2 commenceront à plafonner au cours du prochain siècle et à être atténués par des facteurs climatiques. La réponse est également sensible à la vitesse du changement et à des facteurs régionaux. Des techniques statistiques basées sur les relations passées entre les flux de carbone et les facteurs environnementaux, par exemple, suggèrent que certains biomes d'Europe pourraient bientôt passer de puits à long terme à source nette, à mesure que le climat changera. De même, des expériences sous-entendent que les forêts de résineux dans le nord-est des États-Unis pourraient devenir des régions sources sous des climats plus chauds. Les changements de la couverture nivale dans les régions alpines peuvent aussi y induire d'importantes modifications de la dynamique du carbone et de l'azote, et des flux associés.[107-118]

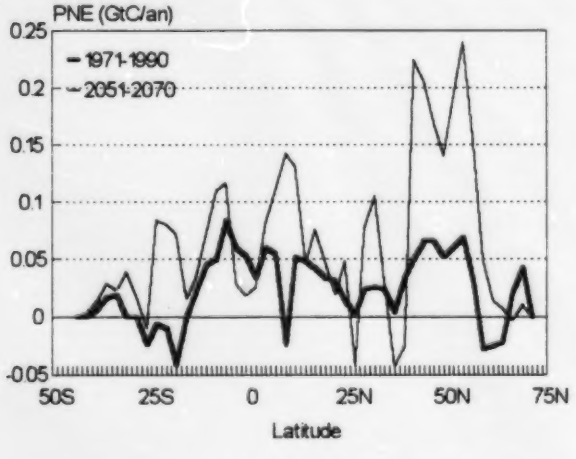

Figure 1. Les simulations de la réponse des écosystèmes terrestres aux effets combinés d'une augmentation des concentrations atmosphériques de dioxyde de carbone et des changements climatiques projetés (basées sur les sorties du modèle couplé du Hadley Centre) suggèrent que certaines régions terrestres (surtout aux latitudes moyennes de l'hémisphère Nord) connaîtront dans la seconde moitié du prochain siècle des augmentations significatives de la productivité nette des écosystèmes par rapport à celle des récentes décennies. Dans d'autres régions, on observera une baisse de la PNE. À l'échelle planétaire, la PNE commence à se stabiliser à environ 3 GtC/an après 2050. Réf. : Cao et al. 1998 (#107).

2.2 Méthane

Concentrations atmosphériques : Des données de carottes de glace haute résolution indiquent que les concentrations de méthane, qui s'étaient maintenues à moins de 40 ppbv d'une valeur moyenne de 695 ppbv entre les années 1000 et 1800, ont ensuite augmenté rapidement au cours de la période industrialisée. Les vitesses d'augmentation ont culminé à environ 17 ppbv/an en 1981, puis ont baissé. Les concentrations planétaires de méthane étaient d'environ 1730 ppbv en 1997, et augmentaient à peu près au tiers de la vitesse observée dans les années 1980. La durée de vie atmosphérique moyenne du méthane semble avoir augmenté avec le temps; elle est maintenant estimée à 7,9 années. Le bilan planétaire du carbone semble s'approcher d'un nouvel équilibre, les concentrationsatmosphériques devant à terme se stabiliser à environ 1800 ppbv. Une réduction de 5 % des émissions humaines serait suffisante pour réaliser cette stabilisation.[119-122]

Les sources et puits du méthane et donc ses concentrations atmosphériques régionales peuvent varier considérablement avec la latitude, la saison et l'altitude. Des mécanismes de transport atmosphérique horizontal et vertical peuvent aussi contribuer à cette variabilité.[123-127]

Sources : En combinant des techniques de mesure, dont la méthode du transfert turbulent, les données de ballons captifs, la collecte de données par aéronef et éventuellement des systèmes satellitaires, on dispose de moyens utiles pour analyser les sources régionales de méthane. On voit ainsi que, par contraste avec le puits modéré mais variable que sont les sols plus secs, les milieux humides sont une source primaire d'émissions de méthane. De récentes estimations des émissions actuelles de méthane des milieux humides de la planète suggèrent une valeur de 92 Mt/an pour les milieux humides naturels et de 53 Mt/an pour les rizières. Cependant, du fait de leur non-homogénéité, les émissions des milieux humides naturels non aménagés peuvent varier significativement à l'intérieur des régions et entre celles-ci, ainsi qu'avec le temps. Aux longues échelles de temps, elles réagissent aussi à l'effet du changement climatique sur l'état des milieux humides. Pendant le dernier interglaciaire et au maximum de l'Holocène, par exemple, en raison de conditions plus sèches, le nord de l'Eurasie a connu des émissions significativement plus basses qu'aujourd'hui, alors que le futur changement climatique et les modifications de la pluviométrie qui l'accompagneront pourraient faire croître les émissions. Il est difficile de bien comprendre les processus qui régissent ces émissions, à court comme à long terme, du fait de la complexité des communautés microbiennes en jeu dans la génération et l'oxydation du méthane, du piégeage possible du méthane dans une matrice de tourbière, et d'autres facteurs environnementaux. Les modèles développés pour simuler ces processus sursimplifient encore cette complexité et leurs sorties doivent être utilisées avec réserve. Ils suggèrent cependant que la plus grande partie des émissions de méthane des milieux humides se font par le biais des végétaux (qui facilitent le transport de gaz entre le sol et l'air), et que des climats plus chauds pourraient au départ faire monter les émissions. Le dépôt de nitrates ou de sulfates pourrait aider à les faire baisser. De même, une baisse des niveaux d'eau tend à réduire les émissions à long terme, bien qu'il puisse d'abord y avoir une augmentation due à la libération des bulles de méthane piégées. Inversement, l'inondation de tourbières riches en carbone pour l'aménagement de réservoirs hydroélectriques peu profonds ou d'autres fins se traduirait par une augmentation à long terme des émissions.[128-131]

Les mesures et les études par modélisation révèlent aussi une forte variabilité des émissions de méthane dans les rizières aménagées, mais continuent d'apporter des améliorations aux estimations et à la compréhension des processus en jeu. On constate que les taux d'émission sont sensibles à la latitude, au calendrier de culture, à la température du sol, à la vitesse du vent et à la densité de plantation, mais moins à la quantité d'engrais organique appliquée et au rendement. En Chine, les émissions totales dues à la culture du riz sont présentement estimées à près de 10 Mt CH_4/an, dont environ 80 % sont libérées au milieu et à la fin des saisons de croissance. Les options de réduction des émissions comprennent l'utilisation du résidu de générateur de biogaz à la place d'engrais organique, la sélection de cultivars de riz appropriés, et la gestion de l'eau.[152-162]

En plus de la culture en rizières, les sources anthropiques de méthane sont les sites d'enfouissement des déchets et les systèmes de gestion du fumier dans les pays industrialisés, et les foyers de cuisson et brûlage de la biomasse dans les régions tropicales. Certaines de ces sources sont encore mal estimées. Au Canada, les estimations récentes des lisiers pâteux suggèrent des émissions nationales annuelles de près de 1 Mt de CH_4, soit nettement plus que les estimations antérieures. Les autres sources naturelles du méthane sont les lacs de toundra (qui peuvent libérer une forte pointe de méthane pendant le déglacement de printemps), le pergélisol en décomposition,certaines régions océaniques sursaturées et les incendies dans la forêt boréale.[163-170]

2.3 Hémioxyde d'azote

En 1997, les concentrations atmosphériques d'hémioxyde d'azote avaient atteint 313 ppbv, et augmentaient à un rythme moyen soutenu d'environ 0,7 ppbv/an.[171]

Les émissions mondiales de N_2O de toutes sources sont estimées à environ 15 MtN/an, dont quelque 30 % sont liées à des activités de production alimentaire. Les émissions de ces activités agricoles sont sensibles aux conditions du sol, à la température, aux techniques de gestion des champs, au moment d'application des engrais, au type d'engrais, et aux cycles gel-dégel. Pour les rizières, les méthodes de mise en eau interviennent aussi. L'augmentation des émissions agricoles a pu entraîner une augmentation de plus du double du flux continental naturel d'azote réactif dans les écosystèmes terrestres. Des accroissements supplémentaires semblent inévitables, bien que des concentrations ambiantes de CO_2 plus élevées puissent être un facteur d'atténuation. On croit que les effets connexes du flux de l'azote sur les populations humaines et sur les écosystèmes sont cumulatifs et importants, mais ils restent mal compris.[157, 172-183]

Les mesures suggèrent que les paysages forestiers, qui sont une source naturelle d'hémioxyde d'azote, libèrent une forte pointe d'émissions lorsque les forêts sont éclaircies par brûlage, et continuent d'émettre à un niveau soutenu élevé pendant une longue période. On peut maintenant très bien simuler ces émissions des paysages forestiers à l'aide de divers modèles de paysage et de processus, dans la mesure où on dispose d'information détaillée sur l'eau du sol et sur la température.[135, 147, 149, 151, 184]

Les océans sont aussi une importante source naturelle de N_2O, qui réagit très vite aux influences climatiques. Les études sur les isotopes suggèrent que plusieurs processus, dont certains étaient autrefois inconnus, peuvent être en jeu.[185-186]

2.4 Halocarbures

Les mesures atmosphériques indiquent que la concentration de CFC-12 dans la troposphère continue d'augmenter, mais à un taux significativement réduit, soit 3,6 pptv/an. Celle du CFC-11 baisse maintenant à raison de 1,3 ppt/an. Pendant ce temps, les concentrations des remplacements des CFC, bien qu'elles se situent encore à environ 100 pptv ou moins, augmentent rapidement. On a aussi des indications que les éthers fluorés soient de puissants gaz à effet de serre. En outre, les études montrent que les fluorines présentes dans les paysages terrestres sont une source naturelle de CF_4 et de SF_6, mais que cette source est négligeable par rapport aux émissions anthropiques.[171, 187-189]

2.5 Ozone

Les données sur les concentrations atmosphériques d'ozone sont fournies à la fois par les ozonosondes et les appareils embarqués sur satellites, et ont été utilisées tant pour estimer les tendances et les profils verticaux des concentrations que pour évaluer les mécanismes connexes de la chimie et du transport. Cependant, les analyses statistiques de ces données suggèrent qu'au moins certaines des tendances régionales signalées par le passé pourraient être entachées d'un biais dû à la médiocrité des données ou des techniques d'analyse, et à d'autres facteurs tels que la variabilité climatique. On peut réduire ces biais en utilisant les deux types de données, mais ces résultats doivent encore être pris avec réserve. Ils suggèrent une augmentation marquée de l'ozone dans la basse troposphère de l'hémisphère Nord au cours du dernier siècle, et des augmentations qui se poursuivent dans des régions telles que le nord-est et le sud de l'Asie.[190-194]

Les précurseurs qui ont entraîné ces changements des concentrations d'ozone de la basse troposphère ont des sources diverses, qui peuvent être situées fort loin des endroits où intervient la chimie de l'ozone. Par exemple, on a remarque que des panaches d'émissions de ces précurseurs provenant du brûlage de la biomasse en Afrique avaient été transportés à travers l'Atlantique, et affecté la chimie de l'ozone sur l'Atlantique Sud au cours de la saison suivante. Des mécanismes de transport similaires ont été observés dans l'ouest des États-Unis. Le transport régional et les épisodes de pointe peuvent maintenant être reproduits avec succès par les modèles tridimensionnels du transport chimique, bien que ceux-ci aient tendance à surestimer les taux d'augmentation planétaires et à diverger quant à l'effet net des hausse de l'ozone sur l'abondance de OH (qui semble avoir augmenté depuis une vingtaine d'années), et donc sur les durées de vie du méthane.[195-202]

Dans la haute troposphère, les émissions par les aéronefs des précurseurs d'ozone NOx (qui devraient augmenter dans les prochaines décennies), le transport d'air pollué vers le haut par les orages et les systèmes frontaux, et les intrusions hivernales de masses d'air de la stratosphère peuvent tous être des éléments importants de l'élévation des concentrations d'ozone. Inversement, les systèmes météorologiques de la troposphère peuvent aussi contribuer à la formation de petites zones de faibles concentrations d'ozone, ou mini-trous d'ozone, aux latitudes moyennes de l'hémisphère Nord, surtout en fin d'hiver.[203-212]

Dans la basse stratosphère, on s'attend à ce que les concentrations d'ozone aux latitudes moyennes à basses se rétablissent lentement à mesure que baissent les concentrations de chlore dans la stratosphère. Cependant, au cours des prochaines décennies, le

refroidissement accru de la stratosphère devrait garder basses les concentrations d'ozone stratosphérique pendant le printemps polaire.[213]

2.6 Aérosols

Stratosphère : Après l'éruption du mont Pinatubo en 1991, les concentrations d'aérosols de sulfates dans la stratosphère ont culminé sur l'hémisphère Nord au printemps de 1992, avec une demi-vie subséquente de 9,4 mois. Ces aérosols ont eu une influence importante sur la formation régionale de nuages stratosphériques polaires. Des couches de tephra dans les carottes de glace polaire suggèrent que d'autres grands volcans, dont le Krakatoa en 1883 et une importante éruption au Pérou aux alentours de 1600, ont eu des effets semblables ou plus grands sur le climat par le passé. L'analyse de la lente tendance à long terme vers des charges en aérosols stratosphériques plus élevées semble aussi impliquer des sources humaines, comme le sulfure de carbone transmis à partir de la troposphère et les émissions directes des aéronefs.[214-217]

Troposphère : Dans la troposphère moyenne, les concentrations d'aérosols de sulfates sur l'Amérique du Nord semblent étroitement liées au transport à partir de sources en surface, plutôt qu'à une production in situ, et peuvent être deux fois plus élevées sur les régions continentales polluées qu'en amont des grandes régions sources. Dans certaines régions, les aérosols de nitrates peuvent aussi être importants. Les différences régionales semblent moins apparentes dans la haute troposphère. Là, cependant, les aérosols des émissions des aéronefs semblent devenir plus importantes. Les simulations par modèles de ces mécanismes troposphériques de production et de transport des aérosols semblent rendre assez bien les concentrations et la distribution des sulfates, mais sous-estimer d'environ 10 à 20 % la réponse du rayon effectif des noyaux de condensation. Les concentrations de carbone noir sont aussi les plus élevées au-dessus et en aval des régions industrialisées, et semblent liées aux concentrations à la fois des sulfates et des noyaux de condensation dans les nuages. Le rapport carbone noir/sulfates varie de 0,01 à 0,06.[218-223]

Une autre grande source d'aérosols de sulfates dans les milieux marin est la production de diméthylsulfure (DMS) océanique et de ses précurseurs. Cette production est sensible à l'activité biologique présente, est généralement plus basse dans les régions à grande abondance de nitrates et dans les régions polaires, et est plus élevée dans les zones de convergence. Les modèles développés pour simuler les relations entre les concentrations atmosphériques et océaniques de DMS peuvent maintenant bien en reproduire la variabilité temporelle et spatiale, mais sous-estiment significativement les concentrations atmosphériques dans certaines régions. Les concentrations de DMS sont le plus basses dans les régions polaires et le plus élevées dans la zone de convergence subtropicale, et l'efficacité de la conversion en sulfates (en moyenne de 30 à 50 %) augmente avec la température.[224-227]

Parmi les autres sources d'aérosols troposphériques figurent les aérosols organiques des paysages forestiers, les aérosols issus du brûlage de la biomasse tropicale, et le transport à grande distance d'aérosols minéraux, qui peuvent tous avoir des effets à la fois directs et indirects sur le climat.[228-230]

3.0 Forçage radiatif

3.1 Forçages anthropiques

Gaz à effet de serre : Bien que le rôle du dioxyde de carbone dans le système climatique ait été discuté par Svente Arrhenius il y a déjà plus d'un siècle, une grande partie de notre compréhension des propriétés absorbantes des gaz à effet de serre bien mélangés est plus récente. De nouvelles méthodes de calcul faisant intervenir toutes les raies spectrales dans les bandes d'absorption des gaz clés (dioxyde de carbone, méthane et hémioxyde d'azote) et des améliorations des modèles du transfert radiatif ont aidé à estimer de façon plus précise l'effet direct net des changements de leurs concentrations depuis l'époque préindustrielle sur le forçage radiatif de l'atmosphère. Les nouvelles estimations de ce forçage accru, 2,25 W/m², représentent une augmentation approximative de 2 % de l'effet de serre naturel, ce qui implique un réchauffement direct de 1 à 1,5 °C, le forçage étant maximal sous les tropiques. Bien que le méthane soit un puissant gaz à effet de serre (avec une valeur de PRG intégrée sur 100 ans encore estimée à 21) et contribue pour environ 22 % à cette augmentation du forçage, son rôle devrait baisser avec le temps. Cet accroissement du forçage direct dû aux gaz à effet de serre bien mélangés est encore modifié par divers processus et rétroactions régionaux et transitoires qui font intervenir les aérosols, la vapeur d'eau et les nuages, mais qui ne sont pas encore adéquatement compris.[120, 231-235]

De nouveaux calculs effectués avec un modèle de la chimie de l'atmosphère qui inclut les processus faisant intervenir les gaz non méthaniques suggèrent que les réductions des teneurs atmosphériques en OH dues à l'augmentation des concentrations de méthane pourraient être plus que doubles des estimations antérieures. Cette situation agit à son tour sur la chimie de l'atmosphère mettant en jeu d'autres gaz à effet de serre.[236]

Pendant ce temps, de nouvelles estimations du forçage radiatif induit par l'augmentation des concentrations d'ozone troposphérique a pu ajouter environ 0,29 à 0,35 W/m² à l'augmentation globale du forçage causé par les gaz à effet de serre bien mélangés, l'augmentation la plus grande (jusqu'à 0,6 W/m² en été) survenant dans l'hémisphère Nord. Cette influence supplémentaire peut être suffisante pour compenser les effets directs de masquage dus à la hausse des concentrations de sulfates dans l'hémisphère Nord, et pourrait monter jusqu'à 0,48 W/m². L'effet de la hausse des concentrations de méthane sur les concentrations atmosphériques de OH pourrait être un facteur essentiel mais sous-estimé de cette augmentation.[197, 237-239]

Les simulations par modélisation montrent que les changements saisonniers de l'ozone stratosphérique en Antarctique peuvent aussi influer sur la circulation planétaire et sur les climats régionaux, ce qui a pu être le cas depuis quelques dizaines d'années.[240]

Aérosols : Diverses études menées sur différents continents montrent une baisse de l'irradiance solaire due à un accroissement de l'épaisseur optique des aérosols de la colonne. Dans certaines régions, comme l'Amérique du Sud et l'ouest du Canada, une grande partie de ce phénomène est lié à la fumée des incendies, qui cause un refroidissement régional net de l'ordre de 25 à 34 W/m². Dans les régions plus industrialisées, les nitrates, les sulfates et d'autres particules d'origine organique sont des facteurs importants. Dans le sud-est des États-Unis, la contribution de ces changements à un effet régional de refroidissement en été a pu atteindre – 4 W/m², mais les effets additionnels de l'augmentation des concentrations dans des régions déjà fortement

polluées pourraient être beaucoup plus faibles. Sur les océans, les panaches d'émissions augmentent aussi l'albédo local des nuages en y engendrant des gouttelettes plus petites. Dans l'Arctique, cependant, l'augmentation des aérosols semble avoir aidé à réchauffer la basse troposphère, accroissant ainsi l'épaisseur de la couche d'inversion dans cette région.[241-249]

Les modélisateurs disposent maintenant de banques de données nettement supérieures sur les propriétés optiques de divers aérosols (et nuages), ce qui a permis d'améliorer la concordance entre les modèles quant aux impacts estimatifs du forçage de aérosols de sulfates sur le climat. Cependant, il y a encore des différences significatives sur les surfaces de fort albédo et aux bas angles du soleil. Les simulations sont également sensibles aux variations saisonnières, aux états à l'équilibre des aérosols, à la forme et aux propriétés hygroscopiques de ceux-ci, et à la présence de nuages. Les MCG de faible résolution ne réussissent pas à capturer les processus de petite échelle qui peuvent jouer un rôle important quand on inclut les effets des aérosols dans les simulations du climat; toutefois, les modèles régionaux du climat, plus détaillés, peuvent maintenant en simuler certains assez bien. Par exemple, une étude de ce genre utilisant des schémas aérosols-nuages détaillés suggère une baisse de 0,3 à 1,1 W/m^2 du forçage solaire dû aux aérosols dans les zones de nuages convectifs des régions tropicales.[250-257]

Les estimations du forçage radiatif des aérosols à l'échelle planétaire restent très incertaines, avec des estimations récentes du forçage direct dû aux seuls aérosols sulfatés se situant entre –0,32 et -0,81 W/m^2, et, pour le carbone noir, entre +0,16 et +0,4 W/m^2. Il s'ensuit que le carbone noir pourrait être plus important qu'on ne l'estimait. Le forçage par les aérosols est maximal sur les régions polluées d'Amérique du Nord, d'Europe et de l'est de la Chine, et pendant l'hiver de l'hémisphère Nord. La présence de nuages dans les couches comportant des aérosols peut faire monter significativement le forçage. Pour ce qui est des effets indirects des aérosols, la plage d'incertitude due aux différences de structure des modèles combinées aux options pour les paramètres d'entrée est encore plus grande, allant de –0,1 à 5,1 W/m^2. Il persiste donc beaucoup d'incertitude quant à la mesure dans laquelle ces effets ont pu masquer le forçage positif de l'augmentation des concentrations de gaz à effet de serre.[258-266]

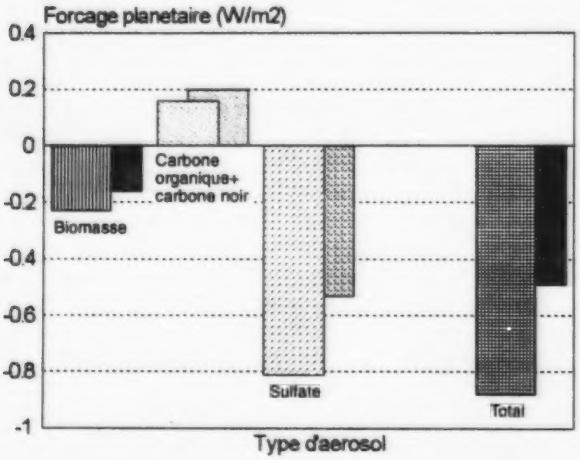

***Figure 2.** Estimations haute et basse du forçage radiatif planétaire moyen induit par les émissions anthropiques actuelles d'aérosols. Les estimations ont été élaborées en utilisant un MCG atmosphérique couplé à un modèle de la chimie de l'atmosphère. Réf. : Penner et al. 1998 (#264).*

3.2 Forçages naturels

Aérosols volcaniques : Les réactions du climat aux grandes éruptions volcaniques semblent, de façon générale, commencer plusieurs mois après l'éruption, durer environ 2 ans, et causer un refroidissement significatif des climats régionaux. Dans l'année qui a suivi l'éruption du mont Pinatubo, l'irradiance directe en surface et le forçage radiatif net ont baissé de 30 à 40 % et de plus de -6 W/m^2 dans certaines régions. La comparaison des simulations de MCG avec la réaction observée aux éruptions du Pinatubo montre un maximum de performance lorsqu'on utilise une réponse de couplage atmosphère-océan relativement faible.[267-270]

Aérosols troposphériques : Les nuages de poussière sur l'Atlantique tropical peuvent y réchauffer la basse troposphère d'environ 0,2 °C/jour, mais les observations suggèrent que, pendant les grands épisodes de poussière, le flux solaire net moyen en surface baisse généralement plus que l'augmentation compensatrice du flux infrarouge, ce qui entraîne un refroidissement à la surface et dans les eaux sous-jacentes. Cependant, ces effets sont sensibles à l'albédo de la surface sous-jacente, à la granulométrie des aérosols et à divers autres facteurs. Les effets nets au sommet de l'atmosphère peuvent être faibles. L'inclusion de ce terme de forçage améliorerait la performance des modèles à l'échelle régionale.[271-275]

Des études récentes sur l'augmentation de la production de DMS sur les océans plus chauds suggèrent que cette rétroaction pourrait faire monter localement les concentrations de noyaux de condensation dans les nuages de 2 à 4 % et causer un forçage négatif local mineur de moins de –0,3 W/m^2. Cependant, une autre rétroaction dans la troposphère, qui fait intervenir un renforcement de l'activité convective dû au réchauffement des océans, pourrait en théorie accentuer cette rétroaction. Cette dernière hypothèse n'a cependant pas été vérifiée par rapport aux observations.[276-279]

Forçage solaire : Un récent examen par des experts concernant les effets de la variabilité solaire sur le climat suggère qu'environ 50 % des changements survenus dans les températures planétaire au cours du dernier siècle, et un tiers de ceux des 30 dernières années, peuvent être causés par le Soleil. Dans le monde entier, les anneaux de croissance des arbres indiquent que la variation sur 200 ans de la longueur du cycle des taches solaires aurait des effets sur le climat, l'actuel effet de réchauffement du Soleil devant faiblir au cours des prochaines décennies et mener à terme à un forçage de refroidissement, possiblement aux alentours de 2030. Cependant, d'autres facteurs, tels que les éruptions de particules solaires, les orages géomagnétiques et la résonance stochastique des forçages solaires dans un système climatique non linéaire, peuvent aussi être en jeu dans la réponse du système climatique. Il faudra mieux comprendre les mécanismes de forçage et propriétés complexes du Soleil, ainsi que les éventuelles rétroactions connexes, pour pouvoir inclure les effets de forçage solaire dans les modèles du climat.[280-288]

4.0 MODÉLISATION DU CLIMAT

4.1 Processus propres aux modèles du climat

Processus atmosphériques : Bien que les observations et les calculs des modèles de l'effet de serre par temps clair concordent en général assez bien, il subsiste des différences significatives aux latitudes élevées, en raison des erreurs des modèles dans les projections de la température de surface, ainsi qu'au-dessus de certains océans et régions sèches, en raison de problèmes liés à l'analyse des données satellitaires. La sensibilité de l'effet de serre aux variations de l'humidité est plus importante dans le haut de la troposphère que dans le bas. De même, les changements des nuages élevés ont une plus grande incidence que ceux des nuages bas. La rétroaction positive effet de serre/humidité dans la haute troposphère est manifeste dans les zones tropicales et extra-tropicales, et est particulièrement forte dans les régions humides de la haute troposphère le long des trajectoires des tempêtes dans le Pacifique Nord et l'Atlantique Nord. Cependant, à ce niveau, l'humidité dépend aussi beaucoup de la réponse dynamique et thermodynamique concurrente, dont l'augmentation du mouvement ascendant par les nuages convectifs. De plus, il est difficile d'estimer l'intensité de cette rétroaction (bien qu'aucune indication ne suggère qu'elle pourrait être négative) parce que les données d'observation sont inadéquates.[289-297]

L'advection horizontale d'humidité entre les hémisphères (qui semble être découplée des flux verticaux de chaleur latente et déphasée par rapport aux changements de la TSM dans les tropiques) peut également être un facteur important dans la modification du bilan régional du rayonnement de grande longueur d'onde. Au-dessus du réservoir d'eaux chaudes dans l'ouest du Pacifique tropical, les variations de la TSM et du rayonnement sortant de grande longueur d'onde se renforcent mutuellement par le biais de rétroactions positives qui entraînent une augmentation de la convection. La chaleur latente induite par la convection profonde influe également sur la traînée d'onde de gravité. Celle-ci, à son tour, est importante dans la simulation de la structure à grande échelle de la moyenne atmosphère, et peut être approximée en utilisant comme donnée substitutive la hauteur du sommet des nuages. Toutefois, lorsque la SST est supérieure à 30 °C, le rayonnement sortant peut augmenter et inhiber la convection profonde sous l'effet d'une subsidence à forçage externe (rétroaction négative).[298-301]

Les calculs effectués par les modèles pour déterminer le rôle de la vapeur d'eau dans l'absorption des rayons solaires par temps clair, bien qu'il puisse être sous-estimé, se comparent raisonnablement bien avec les mesures, et n'expliquent donc pas les écarts entre les estimations de l'absorption du rayonnement solaire par l'atmosphère basées sur les observations et celles des modèles. Les erreurs d'observation peuvent certes jouer un rôle déterminant dans les écarts, mais il faut également tenir compte d'autres facteurs influant sur la transparence de l'atmosphère, tels que les aérosols, la diffusion multiple, l'hétérogénéité des nuages, les influences des vents de surface sur l'albédo et les effets des angles d'incidence. L'amélioration de ces calculs peut jouer un rôle important pour bien simuler le cycle hydrologique et donc la circulation atmosphérique. Les liens entre les variations du niveau de la mer et les fluctuations du cycle hydrologique peuvent, à leur tour, servir à tester les simulations.[293, 302-314]

Bien que nombre de modèles du climat sous-estiment aussi à la fois la réflexion et l'absorption du rayonnement solaire par les nuages, certains modèles récents montrent un accroissement de l'absorption. L'hétérogénéité des nuages ne semble pas avoir d'effets significatifs sur l'absorption nette. Ces sous-estimations des modèles sont particulièrement importantes dans le cas des nuages cycloniques et des nuages bas aux latitudes moyennes. En revanche, au-dessus du réservoir d'eaux chaudes de l'océan Pacifique, très variable, l'absorption observée par les nuages (d'environ seulement 9 % du rayonnement solaire incident) s'apparente à celle simulée par de nombreux modèles. En simulant la réflexion du rayonnement solaire incident de courte longueur d'onde dans cette région, on doit tenir compte des effets des nuages stratiformes à basse altitude et des sommets très réfléchissants des nuages convectifs de type cirrus par endroits (qui sont sensibles à la concentration, à la forme et à la taille des cristaux de glace qu'ils renferment). Les modèles simples peuvent raisonnablement bien simuler l'effet net du forçage radiatif par les nuages si les rôles relatifs des nuages, de l'albédo de la surface et de la transmission atmosphérique sont bien délimités et si l'on tient compte d'autres facteurs comme le taux de croissance des particules et de leur vitesse terminale, de même que des propriétés de diffusion et de diffraction.[293, 315-326]

La présence de cirrus presque invisibles à la tropopause ou juste au-dessous pourrait aussi avoir des implications importantes pour les processus radiatifs. Les facteurs en jeu sont entre autres les effets d'une élévation des températures locales causée par ces nuages et une augmentation des concentrations de vapeur d'eau dans la basse stratosphère. Par exemple, ces nuages (souvent rencontrés dans le sillage d'un aéronef volant à haute altitude, et qui peuvent masquer jusqu'à 5 % du ciel dans les corridors très achalandés) peuvent absorber par endroits jusqu'à 50 % du rayonnement IR réfléchi. Les traînées de condensation des aéronefs (qui contiennent des sulfates et de oxydes d'azote pouvant contribuer à la formation de cristaux de glace dans les nuages) peuvent également avoir un effet significatif sur l'albédo, mais en compenser une partie en réduisant la quantité de cirrus qui se forment naturellement.[327-332]

Dans les régions froides et montagneuses, l'augmentation des flux IR descendants des nuages dépend du type de nuages, de la présence et de la taille des cristaux de glace et de l'émissivité d'un ciel sans nuage. On observe une diminution de ces flux lorsque l'atmosphère est très humide. Dans l'Antarctique, la modélisation de ces flux est également influencée par les incertitudes entachant les profils régionaux des températures et de l'humidité en été. Dans l'Arctique, le forçage radiatif net des nuages est faible et positif en moyenne annuelle, mais présente un cycle saisonnier prononcé (fortement positif en hiver et au printemps; fortement négatif en été) que les modèles de deuxième analyse ont de la difficulté à simuler.[317, 333-336]

Les études sur les rétroactions possibles entre les nuages et le climat pendant le dernier maximum glaciaire suggèrent que la circulation, de même que les processus radiatifs, sont des facteurs importants, notamment aux latitudes basses. Ces études laissent supposer que la réponse future des nuages aux effets radiatifs d'un accroissement des concentrations de CO_2 sera complexe et non linéaire, et dépendra des modèles. Les processus de la circulation sont, à leur tour, influencés par la hauteur des nuages, les couches multiples et la distance entre les couches. Certains modélisateurs peuvent appliquer des ajustements ad hoc pour corriger les biais connexes des modèles, mais ces ajustements peuvent avoir des impacts importants sur la modélisation de la circulation stratosphérique.[337-339]

L'ENSO, de même que la variabilité de l'activité solaire, peuvent influer sur l'épaisseur optique moyenne des nuages à l'échelle planétaire, bien que celle-ci semble varier indépendamment des changements de nébulosité totale du globe. Par conséquent, l'effet net de ces changements sur la réflectivité des nuages à l'échelle du globe pourrait être minime. Les récents et intenses événements ENSO semblent, à leur tour, concorder avec les variations de l'Oscillation nord-atlantique (ONA) et y être liés. Pour ce qui est des trajectoires des tempêtes, la croissance et la décroissance des anticyclones de blocage en amont semblent avoir une importance dans la modification des propriétés des nuages.[340-342]

Les observations des types de nuages locaux au-dessus des océans peuvent être utiles pour estimer les caractéristiques régionales de ces processus, qui sont importantes pour simuler les flux entre l'atmosphère et les océans. De même, les changements observés des conditions climatiques à la surface peuvent contribuer à repérer des états stationnaires déstabilisés et un changement considérable du comportement du climat induits par de légères variations de la couverture neigeuse et autres rétroactions de l'albédo.[343-344]

Processus en jeu sur les terres : Des rétroactions non linéaires entre l'atmosphère et les surfaces terrestres influent sur la redistribution de l'énergie au niveau de l'interface atmosphère-terres et peuvent, aux grandes échelles de temps, avoir des implications planétaires majeures. Par conséquent, ne pas inclure ces rétroactions entre la surface et l'atmosphère avec un couplage adéquat pourrait introduire des erreurs importantes dans la modélisation du climat, de même que dans les études connexes sur le changement climatique. La plupart des variables en jeu peuvent être décrites par des schémas surface-végétation-atmosphère basés sur des données de télédétection à l'échelle d'une maille. De même, les modèles de la neige qui utilisent également ces données peuvent fournir de meilleures estimations de la variabilité saisonnière et interannuelle des effets de la couverture nivale sur l'albédo (dont les effets du couvert végétal), des vitesses de stockage et de transmission de l'eau et des flux de chaleur; cependant, ces modèles ont une moins bonne performance pour ce qui est de la densité et des caractéristiques de la couverture neigeuse. Cependant, les mesures des flux entre l'atmosphère et les terres nécessaires à une meilleure compréhension des rétroactions sont encore imprécises, en raison de la variabilité de la surface et des irrégularités du transport turbulent dans la couche limite de l'atmosphère.[345-358]

Un certain nombre de nouveaux schémas avancés des terres comprenant maintenant un traitement plus réaliste des processus en jeu entre l'atmosphère et la surface et des rétroactions simulent généralement mieux les flux de chaleur et d'humidité à la surface. Leur capacité à représenter les régimes actuels de distribution de la végétation sous l'effet d'un forçage par les conditions climatiques observées s'est aussi grandement améliorée, surtout grâce à des résolutions spatiales plus élevées. Le couplage de ces schémas avec des MCG peut certes améliorer de façon significative les représentations de l'interface atmosphère-terres, mais le processus de couplage devient de plus en plus difficile avec la complexité croissante des schémas des terres. De plus, il subsiste toujours des écarts importants entre les simulations des modèles couplés écosystème-climat et les conditions observées. Par conséquent, de nouveaux travaux connexes de recherche sur le système couplé atmosphère-biosphère commencent à s'imposer comme axe de recherche nouveau, important et primordial dans le traitement adéquat des rétroactions entre le climat et les écosystèmes. Ces recherches sont axées sur l'élaboration d'algorithmes permettant de faire passer les processus de l'échelle de la plante et de la canopée à celle du paysage, l'inclusion de la conductivité thermique des sols, la distribution racinaire et la biophysique des sols des écosystème régissant la respiration des sols dans les schémas des terres et une meilleure représentation du terrain basée sur les effets de l'hydrologie et de la couverture neigeuse, notamment dans l'Arctique.[359-385]

Diverses comparaisons entre les schémas avancés de paramétrisation des terres semblent indiquer que, comparativement à des schémas plus simples, la plupart ont amélioré leur capacité à simuler le rayonnement net, les températures de surface, les gradients de précipitations est-ouest, les flux moyens de chaleur latente, la cyclicité saisonnière de l'évapotranspiration et autres variables. Les schémas avancés sont également plus performants lorsqu'ils sont étalonnés au départ pour transposer adéquatement les données de l'échelle des petits bassins hydrographiques à celle des gros, puis à l'échelle d'une maille. Ils montrent aussi une asymétrie dans la réponse des flux de chaleur latente aux variations de la température, avec une plus grande sensibilité au refroidissement qu'au réchauffement. Il subsiste encore toutefois des différences majeures entre les schémas en ce qui a trait aux flux de chaleur sensible et de chaleur du sol, aux caractéristiques spatiales des flux de chaleur latente, aux changements de stockage de l'eau provenant de l'humidité des sols, aux précipitations estivales et autres caractéristiques. Ces différences pourraient être importantes dans les simulations des modèles couplés écosystème-climat, voire augmenter les incertitudes des résultats des modèles.[386-391]

Le changement d'affectation des terres, comme la culture, l'irrigation et le déboisement, peut également avoir un impact sur les processus inclus dans les schémas des terres, puisque ce type de changement peut modifier de façon significative l'albédo de la surface, influer sur l'évapotranspiration et les flux de chaleur latente, et augmenter la perte régionale d'eau au profit de l'atmosphère. Ces changements peuvent, à leur tour, avoir des effets sur les cycles diurnes des températures, la vitesse des vents, la nébulosité et les précipitations convectives.[392-395]

Processus en jeu dans les océans : Les observations effectuées régulièrement dans le Pacifique montrent que le stockage et les bilans thermiques régionaux subissent, aux échelles décennales, les effets de divers facteurs interactifs et variables, dont le flux thermique de surface, le transport vertical de chaleur, le mélange horizontal et l'advection méridienne. Les études réalisées avec un modèle aux équations primitives d'océan isopycnique suggèrent que les variations du stockage de chaleur sont dominées par des processus adiabatiques régis par le bilan massique dans l'est du Pacifique tropical, et par des processus diabatiques régis par les températures dans l'ouest. Les changements dans le Pacifique Est ont, à leur tour, une grande incidence sur les températures de la troposphère aux basses latitudes. D'importantes variations dans le stockage régional de chaleur par les océans, comme dans le cas de l'épisode ENSO de 1982-1983, peuvent entraîner la formation de grandes ondes de Rossby océaniques, qui mettent plus d'une décennie à atteindre les latitudes moyennes des deux hémisphères et la côte de l'Asie, où elles ont une incidence à retardement sur les courants et les climats océaniques régionaux. Les rétroactions négatives à l'intérieur du système océan-atmosphère dans les zones tropicales et subtropicales font en sorte que les anomalies passent de la phase chaude à la phase froide, et ainsi de suite, d'une manière oscillatoire. Les simulations des modèles couplés de climat suggèrent que ces fluctuations d'échelle décennale non seulement englobent tout le Pacifique, mais sont aussi liées à la variabilité à l'échelle planétaire.[396-406]

Les modèles semblent indiquer que la variabilité du climat serait liée à divers processus océaniques, dont la convection profonde, les gyres océaniques, les mécanismes de transport sur les fonds marins et les processus tropicaux et extra-tropicaux. La tension des vents en surface, la température et la salinité sont autant de facteurs importants dans ces oscillations, qui surviennent à des échelles temporelles de quelques années à plus d'un siècle. L'importance de ces rétroactions peut varier d'une région à l'autre, et influer sur divers flux à la surface des océans. Dans l'Atlantique Nord, par exemple, lorsque certaines interactions entre l'atmosphère et les océans sont intégrées dans les simulations, la variabilité interannuelle des climats d'hiver est accrue, les anomalies de températures devenant plus persistantes et se reproduisant souvent une année plus tard en raison des rétroactions océan-atmosphère. Dans la région de la mer du Labrador, dans l'océan Atlantique Nord, divers processus dynamiques et thermodynamiques (actuellement à l'étude grâce à de nouveaux ensembles de données régionales) semblent être importants dans la propagation des eaux froides et moins salines dans l'Atlantique, où elles réagissent à d'autres courants et systèmes de circulation océanique à grande échelle et influent sur eux jusqu'à 10 ans plus tard. On observe également actuellement des indications que des interactions entre les vents, l'évapotranspiration, l'advection horizontale et la TSM dans les régions tropicales/extra-tropicales de l'Atlantique Nord contribuent à des oscillations d'échelle décennale de la circulation et de la ventilation de la couche supérieure de l'océan, dont une hypothétique oscillation décennale panatlantique (ODPA). Ces oscillations sont comparables aux simulations des rétroactions thermohaline-atmosphère d'échelle pluridécennale dans l'Atlantique Nord. Les données observées et les sorties des modèles indiquent que ces changements pourraient être liés aux fluctuations de l'ONA. Des études des climats passés des océans montrent que, même à des échelles plus grandes, de l'ordre des siècles ou des millénaires, des processus d'échelle planétaire, comme les interactions entre les changements du forçage radiatif solaire avec le comportement d'ENSO et d'autres processus internes non linéaires, peuvent se combiner avec des processus régionaux pour donner des changements brusques du climat des océans. Une meilleure compréhension de ces processus est donc cruciale à l'amélioration des évaluations de la variabilité, et à la capacité à prévoir comment cette variabilité peut modifier notre environnement ou nous surprendre dans l'avenir.[407-422]

Le comportement et le transport de la glace de mer subissent autant, sinon plus, les effets de la circulation atmosphérique et des vents que ceux d'autres facteurs comme les courants marins, l'albédo de la surface et les températures. Dans l'Arctique, le comportement de la glace de mer semble être influencé par une boucle de rétroaction interne entre la glace de mer, l'océan et l'atmosphère d'échelle décennale, pouvant être liée à l'ONA. Le gros de la glace de mer dans l'Arctique se retrouve à terme dans l'Atlantique Nord, y entraînant un flux important mais variable d'eau douce et un flux négatif de chaleur latente. Ces flux, à leur retour, y influent sur les températures, le mélange vertical, la circulation thermohaline et même le niveau de la mer. De même, dans la région marginalement stable de l'océan Austral, les changements de la température de surface et de la salinité induits par la formation, le transport et la fonte de la glace de mer peuvent influer sur les processus de convection et la vitesse de formation d'eau profonde. Les rétroactions entre l'atmosphère, l'océan et la glace constituent donc un aspect important du système climatique, et doivent être intégrées dans les modèles couplés du climat. Malgré la piètre qualité des données et l'omission d'inclure certains processus pouvant être importants, les récents progrès de la modélisation glace-océan ont permis d'accroître de façon significative la capacité de simuler de manière réaliste les rétroactions en jeu et donc comprendre le comportement de la glace et des océans polaires et sub-polaires.[423-438]

Dans l'océan Austral, la formation totale d'eau profonde in situ (dont une partie se retrouve dans l'océan Indien des dizaines d'années plus tard) peut se comparer à l'influx dans cette région d'eau profonde nord-atlantique. On parle d'un apport pouvant être plus de trois fois plus important que le flux d'eau profonde de la mer de Weddell, que l'on présume souvent être la principale source de formation d'eau profonde dans l'océan Austral. La plupart des modèles des océans tendent également à sous-estimer la température et la salinité des profondeurs de l'océan Austral, bien que l'inclusion de la saumure libérée pendant la formation de la glace de mer et l'amélioration de la topographie des plates-formes puissent réduire ces biais.[439-441]

La vitesse de pénétration de la chaleur dans l'océan profond étant imprécise, cela constitue une source importante d'incertitudes dans les simulations des modèles. Les modélisations de l'océan à une résolution grossière indiquent que la diffusion verticale joue un rôle dominant, notamment par l'absorption de carbone et de chaleur dans l'océan profond. Toutefois, nombre de processus dans les océans surviennent à des échelles beaucoup plus petites, que les modèles ne peuvent pas simuler de façon adéquate. Il existe maintenant des modèles à mésoéchelle à grande résolution qui reproduisent très bien ces processus des océans et permettent d'en étudier le rôle de façon beaucoup détaillée. Ces modèles peuvent produire spontanément la variabilité interne et les instabilités barocliniques des océans à une échelle décennale, et simuler un comportement des océans plus chaotique que ne peuvent le faire les modèles à résolution grossière. Ils peuvent également mieux répartir la perte de chaleur de la couche de mélange océanique entre les flux de surface et les mécanismes de transport, et accroître les connaissances de la structure des courants marins. Toutefois, il reste à résoudre le problème des courants dans les passages étroits. De plus, une plus grande résolution n'améliore pas nécessairement la performance des modèles si ceux-ci ne tiennent pas compte des divers régimes d'interactions air-mer qui existent dans l'océan planétaire, ni du rayonnement thermique et des processus de remontée d'eaux profondes dans le traitement des anomalies des océans aux états transitoires.[442-451]

4.2 Évaluation des modèles

Un indicateur de la validité d'un modèle est sa capacité à simuler autant les climats passés que les climats actuels. Les efforts visant à évaluer un grand nombre de MCG de l'atmosphère dans le cadre du programme AMIP du PMRC indiquent que les MCG actuels fonctionnement nettement mieux que les versions antérieures, et qu'ils peuvent fournir des données pour les régions où elles sont rares, et simuler les réactions du climat à des changements des forçages radiatifs. Toutefois, ces modèles révèlent encore des lacunes importantes dans les détails des simulations. La plupart, par exemple, ont un biais froid lié aux problèmes de l'albédo neige-glace, ne pouvant simuler les conditions les plus froides ou les plus chaudes, ni coupler les processus stratosphériques et troposphériques, et sous-estiment la variabilité interannuelle de divers paramètres atmosphériques. Dans certaines régions, il est difficile de simuler de façon précise le cycle saisonnier des précipitations, notamment des chutes de neige, et les caractéristiques de l'atmosphère liées aux phénomènes météorologiques extrêmes, comme la trajectoire des tempêtes et la fréquence des

systèmes de blocage. On craint que certains écarts entre les sorties des modèles et les données observées ne soient attribuables à la piètre qualité des données.[452-462]

L'évaluation des MCG couplés océan-atmosphère ne doit pas uniquement viser la performance du modèle dans la simulation du climat actuel, mais également l'étendue de la dérive avec le temps dans la modélisation du climat. Dans ce dernier cas, une paramétrisation efficace des rétroactions complexes entre la convection atmosphérique, les nuages et les processus de la couche limite, la TSM et la dynamique océan-atmosphère à grande échelle semble être cruciale. Alors que certains modèles corrigent cette dérive en ajustant les flux, d'autres peuvent maintenant très bien limiter la dérive sans devoir effectuer d'ajustements. À l'heure actuelle, la plupart des sorties des modèles couplés concordent assez bien avec les observations du climat. Certains simulent également beaucoup mieux les tempêtes et le cycle saisonnier des précipitations. Toutefois, des facteurs comme la résolution et une représentation inadéquate des flux radiatifs entre la glace de mer et l'atmosphère continuent de poser des problèmes. La plupart des modèles, par exemple, éprouvent encore des difficultés à simuler adéquatement les climats polaires, tandis que d'autres montrent aussi des biais significatifs dans les régimes de climats tropicaux. Le temps de calcul demeure une contrainte majeure dans les simulations aux états transitoires, bien que le couplage intermittent a été utilisé avec un certain succès pour compenser cette contrainte.[463-486]

Parmi les autres méthodes permettant de tester la performance des modèles complexes figurent l'utilisation de modèles simples du climat, les comparaisons avec des paléoclimats et, dans le cas des expériences aux états transitoires, des comparaisons de simulations utilisant des forçages climatiques du dernier siècle avec des changements observés. Des modèles simples du climat ont, par exemple, été utilisés pour évaluer les lacunes du MCG associées à la non-inclusion de l'incidence de la chimie de l'atmosphère moyenne sur la dynamique de l'atmosphère et l'occurrence de nuages stratosphériques.[487-488] Dans le cas des études des paléoclimats, les récentes modélisations ont donné de bons résultats en ce qui a trait à la simulation du dernier maximum glaciaire, mais de moins bons pour la période de transition glaciaire-interglaciaire et pour les interstades, comme le Dryas récent. Elles suggèrent également qu'il est nécessaire d'utiliser des forçages multiples (rétroactions du rayonnement solaire, des gaz à effet de serre et de l'albédo) pour obtenir des concordances avec les reconstitutions paléoclimatiques des transitions glaciaire-interglaciaire. Elles semblent aussi suggérer la possibilité que les processus en jeu dans les océans et la stabilité de l'air puissent contribuer à ces changements. Certaines simulations récentes montrent que les températures de l'océan tropical auraient été de 2 °C plus basses durant le dernier maximum glaciaire que celles estimées par les reconstitutions du programme CLIMAP.[489-498] Enfin, des comparaisons entre les observations et les simulations de plusieurs modèles couplés forcés par les changements radiatifs survenus au cours du dernier siècle montrent une concordance des tendances planétaires et zonales à long terme. Cependant, il y a des écarts significatifs à l'échelle régionale. Dans certaines régions, ces écarts pourraient être attribuables à la médiocrité des observations.[499-501]

4.3 Résultats des modèles

Température et précipitations à l'échelle du globe : Les projections des modèles à l'équilibre et autres études connexes continuent de montrer diverses plages de réchauffement possible avec un doublement des concentrations de CO_2, allant d'un minimum de 0,4 °C à un maximum de 5 °C. L'inclusion des effets des aérosols réduit d'environ 20 % l'effet net des gaz à effet de serre. Plusieurs simulations récentes de modèles couplés suggèrent une réponse transitoire au moment du doublement des concentrations de CO_2 se situant entre 1,5 °C et 3,5 °C. Il faut, toutefois, selon les chercheurs, analyser ces résultats avec prudence, car le système climatique réagit d'une manière non linéaire et les modèles du climat n'ont pas tenu compte jusqu'à maintenant de certaines rétroactions biogéochimiques, biogéographiques, océaniques et autres rétroactions à long terme qui peuvent être importantes. L'absence d'indications dans les projections des modèles quant à des changements brusques du climat en réponse aux variations du forçage radiatif, même si les études des paléoclimats suggèrent qu'il y en a eu fréquemment par le passé, prouvent encore davantage la nécessité d'exercer une certaine prudence devant les résultats des modèles. Ils devraient être considérés comme des indications de la sensibilité du climat au forçage radiatif, plutôt comme que des prévisions.[502-508]

Couverture glacielle et circulation dans les océans : Les modèles s'entendent généralement pour indiquer que, à mesure que le climat planétaire se réchauffera, l'étendue de la couverture de glace de mer diminuera substantiellement dans les deux régions polaires et que la circulation thermohaline faiblira dans l'Atlantique Nord en raison d'un apport accru d'eau douce et d'un réchauffement plus important en allant vers l'équateur. Toutefois, il est possible que les changements projetés en ce qui a trait au système de circulation thermohaline prennent des décennies avant de dépasser la variabilité naturelle, et qu'ils rendent le système plus stable. Cependant, ils n'influeront probablement pas sur le comportement de l'ENSO. Les conséquences de ces changements dans la réaction de l'océan Austral sont moins certaines. Dans cette région, une réduction de la convection profonde régionale due à un apport accru d'eau douce pourrait entraîner à retardement une intensification du renouvellement de l'océan, ce qui aurait des implications importantes pour les températures de l'océan dans l'hémisphère Nord.[435, 501, 509-512]

Caractéristiques, variabilité et extrêmes régionaux : Dans les régions tropicales, la réponse des océans à un forçage radiatif positif implique à la fois une réaction rapide à la surface en quelques années et une réaction plus lente de la thermocline, à une échelle décennale. Alors que le gradient de température est-ouest sous les tropiques montre d'abord un affaiblissement dans cette région, la réponse finale est plus complexe et dépend des effets du forçage sur le réchauffement différentiel méridien. Dans divers scénarios climatiques à concentrations élevées de CO_2, les gradients méridiens de température dans les régions de basses latitudes semblent susceptibles de s'intensifier, augmentant les précipitations aux latitudes moyennes, tandis que les gradients aux latitudes élevées pourraient faiblir. Par conséquent, les changements de température et de précipitations à l'échelle régionale peuvent varier considérablement, et sont difficiles à prévoir avec confiance ou à distinguer du bruit de fond des modèles et de la variabilité naturelle du climat (notamment dans les régions polaires). Les changements du gradient de température peuvent ne pas avoir une incidence importante sur l'intensité moyenne des moussons en Asie, mais on s'attend à ce qu'ils influent sur leurs caractéristiques saisonnières et régionales. Plusieurs expériences récentes avec des modèles couplés

suggèrent également une tendance vers une augmentation des températures extrêmes (très sensibles à l'humidité du sol et à la réaction de l'albédo dans la région), une augmentation de l'humidité dans l'atmosphère (et donc un transport de la chaleur latente à la plupart des latitudes), une hausse des précipitations extrêmes et le déplacement des trajectoires des tempêtes dans certaines régions. Les vents extrêmes devraient diminuer d'intensité aux latitudes moyennes, sauf dans les régions où il y a un recul des glaces. Il y a d'autres indications qu'aux latitudes moyennes, l'oscillation PNA et l'intensité des tempêtes puissent s'intensifier, tandis que le nombre total de tempêtes pourrait baisser. La plupart des MCG sont encore incapables de projeter adéquatement les effets du changement climatique sur l'intensité et la fréquence des tempêtes tropicales, mais les études et certaines modélisations indiquent qu'elles pourraient augmenter. Toutefois, leur zone d'activité ne devrait pas s'accroître.[483, 513-525]

Modèles du climat régional (MCR). Comparativement aux MCG, les MCR peuvent fournir des détails spatiaux plus précis, importants dans la réponse du climat régional au forçage radiatif, et diverses simulations par MCR faites en Europe et aux États-Unis ont donné des projections plus réalistes à l'échelle régionale. Toutefois, les MCR sont toujours limités par la qualité des données des conditions aux limites fournies par les modèles du climat du globe auxquels ils sont liés. Ils sont également sensibles à la taille du domaine utilisé dans leurs simulations, et sont souvent sujets à des problèmes associés aux bilans hydrologique et radiatif. Par conséquent, leurs résultats, comme ceux des MCG, devraient être utilisés avec prudence.[526-537]

5.0 Tendances du climat

5.1 Paléoclimats

Climats glaciaires et interglaciaires : Les modèles, les données des carottes de glace, les enregistrements des sédiments et autres sources de paléodonnées sont des ressources utiles pour étudier les régimes et processus des climats glaciaires et interglaciaires du passé, mais il convient de faire preuve de prudence en les analysant. Les analyses suggèrent que, outre que les cycles glaciaire-interglaciaire de 100 000 ans pourraient être déclenchés par un cycle similaire de l'excentricité de l'orbite terrestre, d'autres facteurs comme des variations de fréquence du cycle de 41 000 ans de l'obliquité de l'axe de la Terre, des rétroactions des gaz à effet de serre (p. ex., un rejet subit de méthane des hydrates du fond marin) et des changements de la forme de la planète pendant les déglaciations, peuvent aussi être des causes ou rétroactions importantes.[46, 538-550]

On a maintenant de nouvelles indications que l'interglaciaire qui a commencé il y a quelque 400 000 ans a été plus long et peut-être plus chaud que les suivants, et accompagné de niveaux de la mer plus élevés d'environ 20 m que ceux de nos jours. Cette situation équivaut à une fonte complète des inlandsis du Groenland et de l'ouest de l'Antarctique, et implique qu'une réponse du même ordre pourrait se reproduire dans un climat plus chaud. Le dernier interglaciaire, il y a environ 135 000 ans, semble avoir eu des températures planétaires annuelles moyennes comparables à celles d'aujourd'hui, mais un climat plus chaud en été. Pendant cet épisode, de fortes rétroactions locales de la glace de mer aux changements régionaux de l'insolation semblent aussi avoir modifié le climat de l'Antarctique bien avant celui de l'hémisphère Nord.[551-554]

Les récentes modélisations du climat du dernier maximum glaciaire (DMG), il y a environ 25 000 ans, semblent sensibles aux conditions initiales utilisées dans les simulations, mais donnent des indications d'océans tropicaux plus frais que ne l'impliquaient les précédentes études des paléoclimats. Des gradients thermiques du pôle à l'équateur plus faibles et la présence de vastes inlandsis ont aussi entraîné des changements significatifs de la circulation atmosphérique planétaire, avec une position beaucoup plus méridionale du courant-jet sur l'Amérique du Nord et une modification des trajectoires des tempêtes sur l'Antarctique. L'océan Austral était couvert de glace jusqu'à 60° S pendant l'hiver, et les niveaux marins environ 120 à 140 m plus bas qu'à l'heure actuelle. Le Groenland s'est refroidi plus que l'Antarctique, et plus en hiver qu'en été, alors que, sur la plupart des continents, la température était d'au moins 5° C plus basse et le climat plus sec. Les plantes en C_4 semblent avoir été plus dominantes dans de nombreux écosystèmes régionaux. Le transport planétaire de poussière était alors plus intense, avec un dépôt de fer jusqu'à 50 fois plus élevé sur l'est de l'Antarctique et sans doute sur certaines régions de l'océan Austral. La réponse de la circulation océanique et de la productivité biologique semble avoir considérablement différé d'une région à l'autre.[531, 555-571]

Pendant la déglaciation qui a suivi, il y a environ 15 000 ans, les moussons se sont renforcées et ont entraîné une réduction de la superficie des déserts subtropicaux, mais la surface totale couverte de végétation est restée sensiblement la même, puisque les effets du recul des inlandsis étaient compensés par ceux de l'élévation du niveau marin. Le processus de déglaciation s'est accompagné d'un réchauffement d'environ 15 °C en Antarctique et même de 25 °C au Groenland, d'une transition climatique abrupte en Nouvelle-Zélande, ainsi que d'un rapide recul de la glace et d'un réchauffement estival de la mer du Nord. Il peut aussi avoir causé une augmentation de la variabilité du climat, dont l'épisode du Dryas récent. Bien que les climats des terres en Europe aient suivi des régimes similaires, la réponse de la végétation y a été retardée de plusieurs siècles, et interrompue par les épisodes du Dryas ancien et du Dryas récent.[44, 572-581]

Les paléoenregistrements montrent aussi que les fluctuations de plus long terme entre les conditions glaciaires et interglaciaires étaient régulièrement interrompues par des épisodes de refroidissement interstadiaires d'échelle millénaire. Ces épisodes montrent en général des amplitudes de 3 °C ou plus pendant les périodes de glaciation et seulement de 1 °C pendant les interglaciaires. Au cours de la dernière glaciation, par exemple, des anomalies climatiques abruptes comme les cycles de Dansgaard-Oeschger et les événements de Heinrich semblent avoir causé des changements interreliés des climats régionaux d'un pôle à l'autre, le climat du Groenland se refroidissant de 5 à 8 °C sur des périodes de quelques dizaines d'années à quelques siècles. Ces épisodes étaient généralement accompagnés de fluctuations des concentrations de CO_2 qui pouvaient atteindre 20 ppmv, et se manifestaient en Antarctique un ou deux millénaires plus tôt qu'au Groenland. Cette situation suggère que les épisodes subissent l'influence d'un processus de bascule interhémisphérique ou d'un mécanisme de forçage tropical primaire. Les événements de Heinrich, qui se sont produits tous les 5 à 10 000 ans, semblent avoir été déclenchés par des décharges soudaines d'icebergs, surtout détachés de l'inlandsis Laurentien, avec peut-être aussi une contribution des glaciers d'Europe.[565, 582-596]

Les refroidissements brutaux survenus au cours de la dernière déglaciation, comme les épisodes du Dryas ancien et du Dryas récent, ont été étudiés beaucoup plus en détail que les épisodes antérieurs. Le déclenchement du Dryas récent, qui semble s'être manifesté à l'échelle au moins de l'hémisphère et peut-être de la planète, a entraîné un refroidissement des régions polaires et de l'est de l'Amérique du Nord d'environ 12 à 15 °C en 200 ans; un réchauffement de 5 à 10 °C s'est produit en quelques dizaines d'années vers la fin de l'épisode.[597-600]

Les 10 000 dernières années (Holocène) : Au début de l'Holocène (jusqu'à il y a environ 6 000 ans), certaines régions, comme le Mexique, la Colombie-Britannique et la Suède, avaient un climat plus sec qu'aujourd'hui, et d'autres (p. ex. le centre du Colorado et le centre de l'Afrique) connaissaient des conditions estivales plus humides et des écosystèmes plus abondants. Au milieu de l'Holocène (entre 6000 et 4000 BP), ce régime de réponse s'était modifié. Les changements connexes de la végétation semblent avoir été un important processus de rétroaction, amplifiant les effets des changements de l'insolation par le biais d'un changement de l'albédo de la surface et influençant indirectement les climats de l'océan (surtout en région boréale). Le Colorado, par exemple, est redevenu plus sec, et la région sèche tropicale allant du Sahara au désert de Gobi est devenue plus humide, portant plus de végétation. Les tourbières et milieux humides ont augmenté de superficie dans tout le Canada en réponse au changement des positions du front arctique et à l'émergence de terres autrefois ennoyées. Même si, au maximum de l'Holocène, les températures moyennes étaient probablement à moins de 1 °C de celles d'aujourd'hui, certaines régions terrestres étaient nettement plus chaudes. L'évaporation accrue des océans dans un climat plus chaud a aussi accentué le transport d'humidité vers les pôles.[572, 601-616]

Les températures dans l'hémisphère Nord baissent lentement depuis le milieu de l'Holocène, mais certaines régions de l'hémisphère Sud montrent peu d'indications d'une tendance similaire. L'absence de changement plus spectaculaire soit des températures soit du niveau marin en réponse à une baisse de l'insolation estivale dans l'hémisphère Nord est caractéristique d'un système climatique non linéaire où les changements surviennent brusquement. Divers indicateurs provenant de régions différentes suggèrent aussi que le climat de la fin de l'Holocène a fluctué sur des échelles de temps allant du siècle au millénaire. Les changements de l'humidité régionale liés à ces fluctuations ont induit des changements marqués des régimes végétaux régionaux.[617-627]

Le dernier millénaire : Parmi les outils précieux pour reconstituer les climats du dernier millénaire figurent les carottes de glace haute résolution, les données sur le bilan massique des glaciers, les anneaux de croissance des arbres, et la mesure de la granulométrie des sédiments dans le lit des cours d'eau. Les résultats de nouvelles recherches effectuées sur ces éléments suggèrent que, il y a 1000 ans, le climat du Groenland était d'environ 1 °C plus doux qu'aujourd'hui, alors que celui du nord-est de la Chine était plus humide, et donc plus clément. Ces deux régions montrent aussi une variabilité significative des précipitations au cours des siècles suivants, les taux d'accumulation de neige au Groenland mettant en évidence une variabilité d'échelle centennale, peut-être liée à la variabilité du rayonnement solaire ou de l'ONA. Au cours du Petit âge glaciaire, le Groenland était d'environ 0,5 °C plus froid que maintenant, et l'activité des feux de forêt en amont était à un minimum. Cependant, la circulation sur la région a adopté son régime actuel il y a environ 200 ans. Dans le nord de la Sibérie, les cernes des arbres montrent que le XX^{e} siècle est le plus chaud au moins des 500 dernières années. En Amérique du Nord, les régions du centre ont connu au cours du dernier millénaire des sécheresses périodiques qui étaient de loin plus graves qu'aucune de celles du dernier siècle. De même, les plus graves inondations du sud-ouest des États-Unis semblent être survenues il y a quelque 400 ans, mais d'autres régions du pays ont aussi connu des conditions inhabituellement humides dans les dernières années. Ces extrêmes du passé pourraient se reproduire, et ce uniquement à cause de la variabilité naturelle.[572, 628-640]

5.2 Tendances du climat pendant le dernier siècle

Techniques de collecte et d'analyse des données : Des études statistiques indiquent que les analyses directes des ensembles mondiaux de données sur la température de la surface de la mer semblent fiables pour la période où les données sont abondantes, soit depuis 1951, mais le sont moins pour les périodes antérieures, aux données plus clairsemées. L'analyse des données des stations terrestres doit aussi tenir soigneusement compte d'un certain nombre de facteurs qui peuvent biaiser les tendances, dont la présence de valeurs zéro, les effets de l'urbanisation, le changement d'albédo de la région, et la distribution anormale des données. Pour régler ces problèmes, on peut établir des stations de référence corrigée et faire des comparaison avec les données générées par les modèles couplés du climat. Les effets de l'urbanisation, qui peuvent être très importants mais varier d'un jour à l'autre, sont le fruit d'une combinaison de facteurs qui peuvent différer entre les régions; il faut donc effectuer de multiples comparaisons avec des sites ruraux pour pouvoir les estimer et les éliminer avec précision. Les plates-formes satellitaires semblent aussi fournir une information utile sur la variabilité du climat en surface, mais ces sources présentent un bruit et des biais systématiques qui peuvent être très importants.[641-651]

Divers indicateurs substitutifs des températures en surface passées se sont révélés utiles pour compléter l'information fournies par les mesures directes de ce paramètre. Il s'agit entre autres des enregistrements anecdotiques. Les données des trous de sondage ont elles aussi fourni un bon moyen de reconstituer les tendances à long terme de la température de surface sur les terres, mais les sites doivent être choisis soigneusement pour éviter les effets des perturbations humaines sur les surfaces terrestres locales. Les indicateurs de la croissance de la végétation, comme les limites des arbres en montagne et les anneaux de croissance des arbres, ont pris de l'importance comme données substitutives des températures estivales et des précipitations passées, bien qu'on ait des indications que, pendant le dernier demi-siècle, la densité des anneaux de croissance des arbres soit devenue moins sensible aux fluctuations de la température (ce qui pourrait conduire à surestimer le récent réchauffement planétaire si l'on n'en tient pas compte). Les tendances des propriétés des lacs polaires peuvent aussi aider à comprendre le changement climatique local. Dans les océans, les sondages acoustiques ont permis de mesurer avec précision les changements saisonniers de la température moyenne de l'eau de mer sur le passage de l'onde sonore. Les coraux fournissent aussi de bons enregistrements de la température locale, dans la mesure où les sites sont abondamment échantillonnés pour réduire les erreurs d'observation.[652-664]

La précision des estimations de température dans la troposphère et la stratosphère tirées des données de sondeurs hyperfréquences embarqués sur satellites reste très discutée. Les experts directement engagés dans les analyses prétendent que les données

hyperfréquences peuvent être fusionnées avec beaucoup de précision si l'on utilise les unités les plus stables à bord des satellites 6, 10 et 12 de la NOAA et que l'on apporte une correction pour les discontinuités et la dérive, mais ils admettent que la précision reste douteuse sur les océans. D'autres avancent que l'enregistrement est trop court pour qu'on puisse faire une analyse crédible des tendances, que les corrections visant les signaux stratosphériques faites quand on estime les températures de la basse troposphère accentuent en fait le bruit des températures de surface et de l'humidité du sol, que les méthodes d'analyse des données ont besoin d'être améliorées, et qu'il persiste des sauts parasites dans les données. De même, alors que les données de radiosondage peuvent fournir un bon complément d'information sur les températures de l'atmosphère, d'autres travaux seront nécessaires pour prendre soigneusement en compte les changements des pratiques de rapport, de l'instrumentation et du nombre de stations.[665-670]

On peut également utiliser les systèmes satellitaires pour estimer, voire surveiller, les tendances d'autres variables climatiques, dont les épaisseurs optiques des nuages, les irradiances au sommet de l'atmosphère ou les champs de vent. Cependant, il demeure problématique de concilier ces données avec les mesures faites en surface.[671-673]

Les méthodes utilisées pour mesurer les tendances à la surface d'autres variables climatiques, comme les bilans hydriques, les accumulations de neige et la nébulosité, doivent aussi prendre en compte les influences locales (dont les effets de l'urbanisation) pour garantir l'exactitude des estimations des tendances régionales. Lorsqu'il y a de bonnes corrélations, ces méthodes peuvent servir d'indicateurs substitutifs de changements à long terme d'indices tels que l'ONA.[674-678]

Tendances des températures : L'analyse des données des températures planétaires en surface sur les terres et les océans montre que, malgré l'influence refroidissante de l'appauvrissement de l'ozone, neuf des dix années les plus chaudes jamais enregistrées par instruments se situent entre 1987 et 1997, cette dernière année étant d'environ 0,1 °C plus chaude que n'importe quelle année antérieure. L'hiver et le printemps de 1997 ont été particulièrement chauds. Cependant, certaines régions sont constamment plus fraîches que la normale, et les données hyperfréquences des satellites suggèrent que la basse troposphère est encore proche de la normale sur 30 ans. Des corrections apportées récemment aux données hyperfréquences pour compenser les effets de la dérive des satellites suggèrent actuellement que la basse troposphère s'est légèrement réchauffée depuis le début des mesures en 1979, mais l'ampleur de cette tendance reste matière à controverse. Les tendances des températures mesurées par radiosondage et les données sur l'épaisseur de la troposphère suggèrent aussi un réchauffement minime de la troposphère sur la même période. Ces résultats contredisent les conclusions antérieures que la troposphère s'était refroidie, mais aussi laissent penser soit qu'il y a un biais croissant avec le temps des données de surface ou satellitaires, soit qu'il y a eu un découplage de la surface et de la troposphère pendant au moins une vingtaine d'années. Les enregistrements des données de radiosondage montrent bel et bien un réchauffement significatif entre 1960 et 1979, avant le début de l'enregistrement satellitaire.[665, 679-691]

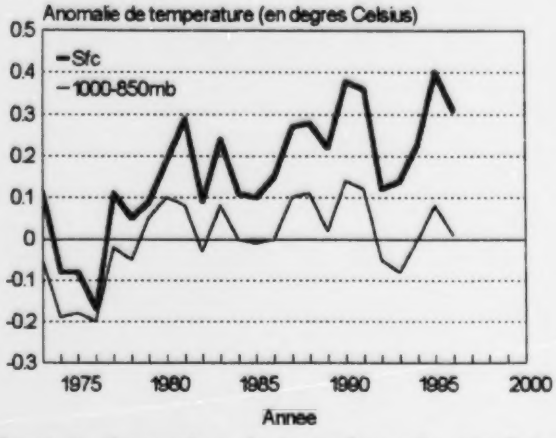

***Figure 3.** Comparaison de la tendance des températures planétaires moyennes en surface avec celle de la basse troposphère, telle que reconstituée à partir des données de réanalyse du NCEP pour la période de 1973 à 1996. Les données du NCEP montrent très peu de réchauffement depuis 1979 (période couverte par les données du MSU du satellite) mais une tendance significative au réchauffement lorsque l'on ajoute les six années précédentes. Réf. : Pielke et al. 1998 (#685).*

Dans la haute atmosphère, les données de température recueillies à la mésopause (87 km d'altitude) montrent un refroidissement de 9 °C au milieu de l'hiver entre 1990 et 1996. Dans la stratosphère, les températures ont aussi baissé depuis une trentaine d'années, surtout lors de deux chutes brusques survenues aux alentours de 1981 et 1991.[688, 692-694]

Les études continuent d'indiquer que la plupart des régions du globe, dont l'Europe, le bassin méditerranéen, les Bahamas, l'Antarctique, l'océan Austral et le nord de la Chine, ont connu un réchauffement significatif au cours du dernier siècle. L'intensité du réchauffement varie selon la saison, la plus grande hausse concernant le plus souvent les températures minimales et les saisons d'hiver et/ou de printemps. De nombreuses régions montrent également un rétrécissement de l'amplitude quotidienne de la température, souvent associé à une augmentation de la nébulosité dans les bas niveaux, et donc à une baisse de la durée d'insolation. Par contraste, certaines régions comme le sud-est de la Chine et Terre-Neuve ont connu des climats plus froids ces dernières années, peut-être à cause de facteurs tels que la réduction de l'insolation due à la pollution et des oscillations océaniques à long terme, comme l'ONA.[695-705]

Les sources de données substitutives étayent les résultats des enregistrements instrumentaux. Diverses études récentes menées sur des trous de sondage montrent, pour l'Amérique du Nord, l'Europe, l'Afrique du Sud et l'Australie, un réchauffement de grande échelle au XX^{e} siècle, de l'ordre de 0,5 °C, et des températures actuelles qui peuvent dépasser de un degré celles d'il y a 500 ans. Les cernes de croissance des arbres et d'autres données substitutives suggèrent aussi que les climats régionaux actuels de Nouvelle-Zélande sont les plus chauds depuis au moins 5 siècles, et que celui du centre des Rocheuses canadiennes est le plus chaud depuis au moins 1000 ans. De même, les enregistrements coralliens dans le sud-ouest du Pacifique indiquent un réchauffement régional des eaux de 0,3 °C au cours des 300 dernières années. Une compilation de 17 enregistrements substitutifs

indépendants de divers endroits des deux hémisphères montrent que, globalement, le XX[e] siècle est le plus chaud du dernier millénaire. Ces enregistrements indiquent assez clairement l'existence d'un Petit âge glaciaire d'ampleur planétaire, mais pas celle d'un Optimum médiéval de même portée.[654, 655, 706-712]

Attribution des causes des tendances de la température : Les simulations de la variabilité naturelle à long terme réalisées à l'aide de modèles couplés laissent penser que les récentes tendances à la hausse des TSM dans les océans tropicaux/subtropicaux ont une probabilité inférieure à 1 % d'être dues à la seule variabilité interne du climat. Cependant, si l'on applique un forçage combinant les estimations des influences des gaz à effet de serre, des aérosols, des éruptions volcaniques et du rayonnement solaire au cours du dernier siècle, les températures simulées sont très semblables aux valeurs observées et se situent à trois écarts-types au-dessus du niveau de bruit modélisé. Les signaux les plus forts sont associés aux forçages des gaz à effet de serre et des éruptions volcaniques. Des analyses semblables faites avec des modèles et utilisant des techniques de corrélation des empreintes et des régimes laissent aussi penser que les effets du forçage anthropique combiné des gaz à effet de serre plus aérosols seraient déjà détectables à l'échelle pluridécennale et aux échelles spatiales élevées, mais que la détection à l'échelle décennale et aux petites échelles spatiales ne serait pas possible dans un avenir proche. Enfin, les explications plausibles du décalage interhémisphérique de l'évolution des températures semblent le lier à la combinaison des forçages solaire et anthropique, avec une sensibilité connexe du climat de l'ordre de 1,5 à 4,5 °C pour un doublement du CO_2. Cependant, des oscillations de grande échelle et de long terme dans le climat naturel de l'océan jouent aussi un rôle important dans les fluctuations de la température aux échelles décennales et supérieures, et peuvent avoir contribué au récent comportement interdécennal. Ces fluctuations naturelles doivent être mieux comprises pour qu'on puisse prédire et détecter correctement le changement climatique futur.[626, 713-733]

Bien que certaines études aient suggéré que les tendances de la température au cours des derniers siècles peuvent aussi être bien corrélées avec la variabilité solaire, de nouveaux résultats indiquent que, pour qu'on puisse attribuer les tendances récentes au seul forçage solaire, les sensibilités du climat devraient atteindre des valeurs qui risquent de dépasser la plausibilité physique. En fait, les analyses des enregistrements à long terme utilisant à la fois des données d'observation et des données substitutives, certaines datant de 600 ans, suggèrent que le forçage solaire a été un facteur dominant jusqu'au XVII[e] siècle, que les éruptions volcaniques ont joué un rôle clé aux XVIII[e] et XIX[e] siècles, et que le forçage des gaz à effet de serre semble important au XX[e] siècle. On arrive à des résultats semblables quand on utilise l'analyse statistique bayesienne, qui indique que le signal solaire est à peine détectable dans les données climatologiques des 100 dernières années, alors qu'il y a une relation robuste entre les tendances de la température et les concentrations de gaz à effet de serre. Les enregistrements coralliens du sud-ouest du Pacifique montrent aussi une tendance à la baisse des valeurs de 13 °C (révélatrice d'une perturbation humaine du cycle du carbone) concomitante avec la hausse des températures.[711, 732, 735-745]

Comme on l'a vu, il n'est pas encore réaliste de vouloir attribuer à des forçages planétaires les changements des climats aux échelles régionales. Cependant, certains climats locaux de régions industrialisées montrent un refroidissement récent qui semble clairement lié à de grandes augmentations régionales des concentrations d'aérosols. De même, certains changements régionaux, comme ceux constatés en Antarctique et dans l'Arctique norvégien, peuvent être au moins partiellement expliqués par des changements de la circulation atmosphérique.[746-748]

Dans la stratosphère, le refroidissement et les changements de la circulation interne au cours des dernières décennies semblent dus surtout à l'appauvrissement de l'ozone, mais des liens avec des variations de l'ONA pourraient aussi intervenir. On a des indications que la thermosphère s'amincit, ce qui concorde avec le refroidissement que devrait induire l'augmentation des concentrations de gaz à effet de serre. Cependant, on n'a pas encore trouvé d'indications claires de tendances similaires dans l'ionosphère.[694, 749-751]

Précipitations/Hydrologie : Le pourcentage de la superficie de la planète où sévissent des conditions très sèches ou très humides, quoique hautement variable, semble avoir augmenté depuis la fin des années 1970. Bien que ce changement coïncide avec de récents changements du comportement de l'ENSO, il concorde aussi qualitativement avec les projections modélisées d'une réponse à une augmentation du forçage des gaz à effet de serre et des aérosols. À l'échelle régionale, de nombreuses études montrent des changements des régimes des précipitations et des sécheresses, ce qui est une indication de changements à plus grande échelle de la circulation atmosphérique. Certaines de ces tendances semblent être de long terme et concorder généralement avec les réponses prévues à un réchauffement du climat. Dans d'autres régions, comme les zones arides du Sahara, de la partie continentale des États-Unis et d'Australie, ils peuvent être liés à des relations complexes avec des oscillations interdécennales de plus grande échelle. En Amérique du Sud, nombre des changements brutaux des précipitations et donc du débit des cours d'eau peuvent être liés à des changements de la TSM. Dans certaines régions (p. ex. le centre du Sahel), ces changements sont associés surtout à des variations du nombre de jours avec pluie, plutôt qu'à l'intensité des précipitations; dans d'autres (p. ex. les États-Unis et le Nigeria), les tendances sont dues aux changements de l'intensité des pluies.[698, 752-771]

Depuis une dizaine d'années, au Royaume-Uni, le débit moyen des cours d'eau est bas et inhabituel, quoiqu'avec des précédents. Dans le bassin de la Sacramento, aux États-Unis, on a constaté une baisse du ruissellement de printemps avec le temps, ce qui concorde avec l'augmentation de la fraction des précipitations tombant sous forme de pluie. Par contre, dans le sud-est de l'Amérique du Sud, les débits semblent être à la hausse.[772-774]

Sur la plus grande partie des États-Unis, l'humidité et le point de rosée en milieu d'après-midi ont augmenté depuis 1961, surtout au printemps et en été. Certaines de ces tendances peuvent s'expliquer par la présence plus fréquente de masses d'air chaud et humide. À l'échelle planétaire, l'humidité de la stratosphère semble aussi avoir augmenté significativement entre 1992 et 1996, ce qui a d'importantes implications pour la chimie de l'ozone. Par contraste, les données satellitaires indiquent que l'eau précipitable moyenne dans la troposphère tropicale a baissé d'une valeur moyenne de 3 % depuis 1979, les baisses les plus considérables survenant sur les zones de haute pression de l'océan subtropical et sur les déserts. Cependant, ces données ne permettent pas de déterminer à quel niveau ces changements se sont produits, ni donc leurs effets sur le forçage radiatif. Dans certaines régions des océans tropicaux, les changements à la fois des

strato-cumulus et des nuages convectifs épais, et donc les bilans radiatifs qui les accompagnent, semblent étroitement liés aux variations des TSM. Cependant, les analystes font la mise en garde que les changements des pratiques d'observation et autres problèmes de mesure imposent un fort biais aux données sur les nuages de nombreuses régions océaniques.[775-781]

Circulation à grande échelle : Depuis 1963, en raison d'un changement de l'Oscillation arctique, le vortex polaire de la région a rétréci et s'est décalé vers l'est. Cette situation concorde avec des changements régionaux des régimes de la température en surface et de la pression, dont un réchauffement en surface sur l'Eurasie, ainsi qu'un refroidissement du vortex polaire de la basse stratosphère. Aux États-Unis, la fréquence d'échange des masses d'air en été et en hiver a baissé depuis 1948, de même que la fréquence de la présence en hiver de masses d'air tropical humide sur le sud-est de l'Amérique du Nord. On a aussi des indications d'un accroissement des échanges de masses d'air entre la troposphère et la stratosphère, qui est peut-être dû à une augmentation de la diffusion verticale dans la troposphère causée par la hausse des concentrations de gaz à effet de serre.[782-785]

Dans le Pacifique, des augmentations soudaines du ^{14}C dans les coraux vivant le long des îles Galápagos donnent d'autres indications d'un changement soudain et systématique dans la circulation du Pacifique tropical aux alentours de 1976. Les études dendrochronologiques suggèrent aussi que le comportement de l'ENSO tendrait au cours des siècles à une plus grande variabilité en hiver et à une augmentation de la fréquence des épisodes froids. Dans le nord-est du Pacifique, les TSM ont monté et la salinité a baissé au cours des 60 dernières années, ce qui a augmenté la stabilité de la colonne d'eau, réduit le mélange et l'apport régional de nutriments aux eaux de surface, et donc modifié l'environnement des poissons. Les gyres des régions subarctique et subtropicale du Pacifique Nord semblent également s'être renforcés dans les années 1970, refroidissant la thermocline et réduisant les concentrations de glace dans le détroit de Béring. Ces changements peuvent à leur tour être liés à une oscillation régionale du climat de l'océan à des échelles à la fois décennale et beaucoup plus longue. Un renforcement des gradients est-ouest de la température estivale dans l'ouest du Pacifique a contribué à modifier le comportement des moussons et à hausser les températures estivales extrêmes sur l'est de l'Asie au cours des 40 dernières années.[733, 786-794]

L'analyse des TSM dans l'Atlantique tropical suggère que les gradients nord-sud de la TSM induits par des changements dans l'Atlantique Sud peuvent être liés à une oscillation d'échelle décennale qui influe sur la variabilité de l'Atlantique Nord. Des oscillations dans l'Atlantique Nord peuvent à leur tour être un facteur dans le déclenchement d'oscillations d'échelle décennale de la couverture de glace de mer et de la pression au niveau de la mer dans l'Arctique. Dans l'ouest de la Méditerranée, la température et la salinité ont augmenté, ce qui concorde avec la réduction de l'apport d'eau douce due à des changements régionaux à long terme de la circulation atmosphérique.[430, 795-799]

Conditions météorologiques extrêmes : Les extrêmes des températures régionales, qui peuvent être estimées à partir des températures maximale et minimale et des seuils de degrés-jours, se produisent souvent en grappes et semblent liés à des changements de caractéristiques de la circulation à grande échelle. Par exemple, les récents extrêmes records de température survenus dans les îles Britanniques, en même temps que des extrêmes inhabituels des précipitations, étaient accompagnés d'une modification des régimes saisonniers des pluies. En Chine, les régions du nord ont connu moins d'extrêmes de température dans les dernières décennies.[519, 787, 800-802]

Au cours du dernier siècle, il ne semble pas y avoir eu de tendance à long terme significative de l'activité des cyclones tropicaux ni dans l'Atlantique Nord, ni dans le Pacifique Nord, non plus que de la fréquence des ouragans atteignant la côte du golfe du Mexique aux États-Unis. Cependant, l'on a des indications d'une variabilité pluridécennale et interannuelle significative, l'activité des ouragans de l'Atlantique Nord étant minimale au milieu du siècle, et pendant les années El Niño. De même, les ouragans au large de l'Australie semblent moins fréquents pendant les épisodes El Niño. Cependant, d'autres régions peuvent présenter des réponses opposées, ce qui suggère l'existence de mécanismes planétaires reliant le comportement des cyclones dans des régions différentes. Aussi bien les changements du cisaillement vertical du vent dans la troposphère que les températures de la surface de la mer pourraient être des facteurs.[518, 803-808]

Les vagues et vents extrêmes sur le nord-est de l'Atlantique et les mers du nord-ouest de l'Europe ont marqué une baisse d'intensité entre 1900 et 1970, mais sont revenus aux valeurs antérieures dans les dernières décennies. Cet état de choses pourrait être lié à l'ONA. Ces changements influent sur les marées extrêmes dans la région.[809-815]

Une évaluation des catastrophes d'ordre météorologique en Amérique suggère que l'augmentation des pertes pour des événements d'ampleur moyenne serait surtout attribuable à des facteurs démographiques, mais celle liée aux événements majeurs (>100 millions de dollars) semble attribuable en partie à des modifications des conditions météorologiques. Une tendance à la hausse du rapport des précipitations abondantes aux précipitations faibles peut en être un facteur, bien que les événements manifestent souvent une combinaison de facteurs météorologiques. De même, une baisse des décès dus à la foudre peut être due à la fois à la baisse des populations rurales et à la variabilité à long terme de la fréquence des orages.[816-822]

Neige et glace de mer : La couverture de glace de mer dans l'océan Austral varie beaucoup avec le temps, surtout en réponse à des oscillations du type ENSO. Bien que les données satellites n'aient pas clairement mis en évidence de changements nets des caractéristiques de la glace de mer dans l'océan Austral au cours des dernières décennies, les enregistrements substitutifs et les études par modélisation suggèrent qu'elle a connu une diminution nette de l'étendue, de la concentration et de l'épaisseur au cours du siècle. Dans l'Arctique, la glace de mer s'est spectaculairement amincie dans les récentes décennies, en grande partie à cause d'une élévation de la température des couches supérieures de l'océan et d'une augmentation de l'apport d'eau atlantique plus salée. Cet état de choses, à son tour, a entraîné une baisse marquée de la salinité des couches océaniques supérieures. En même temps, sur une grande partie du nord du Canada et de la Russie, l'accumulation hivernale de neige a augmenté depuis le milieu des années 1930.[501, 702, 823-829]

Glaces terrestres et élévation du niveau de la mer : L'instrumentation satellitaire, dont les systèmes altimétriques et gravimétriques, peut fournir des mesures très précises des changements saisonniers et interannuels du niveau marin. Ces mesures indiquent que seulement environ 50 % des fluctuations à court terme du niveau de la mer peuvent être imputées à des changements des flux de

chaleur et donc à la dilatation thermique des océans. Il est clair que d'autres facteurs doivent aussi être importants.[829-830]

En général, les petits glaciers des régions tempérées et polaires, dont les glaciers sensibles au climat de l'Alaska, des Alpes européennes, de l'Antarctique et du centre de l'Asie, montrent des réponses diverses aux changements de climat survenus au cours des derniers siècles, eux-mêmes souvent associés à des changements interdécennaux et de plus long terme de la circulation atmosphérique. La plupart ont connu au cours du XX^{e} siècle des reculs prononcés et accélérés, causés surtout par une augmentation de l'ablation estivale, et nombre d'entre eux devraient disparaître d'ici un siècle. Du fait de leur petite taille, ils n'ont ensemble contribué que pour moins de 0,1 mm/an à l'élévation totale du niveau marin survenue depuis 30 ans. Les glaciers plus importants semblent avoir une réponse moindre à l'heure actuelle.[618, 624, 831-838]

L'on a des indications que l'accumulation nette de neige aux altitudes supérieures de l'intérieur de l'inlandsis de l'Antarctique oriental a augmenté dans les dix dernières années, ce qui équivaut à un abaissement du niveau marin d'environ 0,4 mm/an. Cependant, à plus basse altitude, la hauteur de la masse de glace semble diminuer. Les plates-formes plus petites situées le long de la péninsule Antarctique et ailleurs semblent aussi reculer. Le nord de la plate-forme de Larsen, qui semble actuellement dans un état stable, pourrait aussi connaître un recul rapide si les configurations du front de la glace changeaient substantiellement. Par contraste, la plate-forme de Ross semble épaissir et avancer, ce qui suggère que le front glaciaire y est stable. En général, le bilan massique de la plate-forme n'a subi qu'un faible changement net au cours du dernier siècle. Dans l'Antarctique occidental, plusieurs années de données altimétriques montrent un recul de la ligne d'ancrage d'un glacier clé, ce qui, avec les récentes paléo-indications d'un effondrement complet de la plate-forme de l'Antarctique occidental dans un passé lointain (peut-être au cours du long interglaciaire d'il y a environ 400 000 ans), suggère que cette plate-forme serait moins stable qu'on ne le pense généralement, et doit être soigneusement étudiée. Pendant ce temps, pour l'ouest du Groenland, les données satellitaires indiquent que les marges de l'inlandsis ont reculé dans certaines régions et avancé dans d'autres. La fonte estivale, la couverture de glace des eaux adjacentes et le taux de vêlage des icebergs semblent être des facteurs importants.[839-853]

Autres tendances : Diverses variables environnementales peuvent constituer de précieux indicateurs substitutifs des changements régionaux du climat, mais leur interprétation est souvent complexe. La surveillance satellitaire de la productivité écologique grâce à l'indice de végétation (NDVI), par exemple, peut fournir des indications des tendances des degrés-jours, des précipitations annuelles et/ou de l'humidité dans nombre de régions. Les déplacements de la limite forestière, ainsi que les populations de poissons, d'oiseaux, d'insectes et d'animaux, sont souvent associés à des changements des climats régionaux, dont ceux de la couverture nivale et de la glace de mer. Dans les régions alpines, les changements observés chez les plantes et insectes de grande altitude peuvent être des indicateurs précoces d'un changement climatique; dans les eaux de l'Antarctique, les larves de diverses espèces d'eaux froides sont aussi un bon indicateur substitutif du climat. Un réseau canadien coordonné de stations écologiques, le RESE, jouera un rôle important dans la surveillance de ces tendances au Canada.[854-859]

Parmi les tendances écologiques remarquées récemment figurent un déclin des populations de guillemot à miroir en Alaska (dû à une baisse des populations locales de morue dont il se nourrit) et une chute spectaculaire de populations d'escolier au large de la Nouvelle-Zélande (due à une fréquence accrue des vents du sud-ouest et à des changements connexes de la température de l'océan). Dans le Pacifique, on a noté un changement marqué et complexe de la distribution du biote depuis plusieurs dizaines d'années, dont des fortes baisses chez certaines espèces. Au Canada, la limite forestière montre actuellement un remplissage et un décalage vers le nord et, dans l'est de l'Espagne, on a noté une augmentation spectaculaire des superficies forestières ravagées par des incendies. L'albédo de la surface a diminué en Israël (en raison de l'irrigation) et dans l'ex-Union soviétique (en raison de la réduction du couvert nival).[857, 860-865]

6.0 Impacts

6.1 Fertilisation par le CO_2 et l'azote

La réponse écologique à l'effet direct d'un enrichissement en CO_2 est en général une augmentation du rendement des cultures, mais elle dépend d'interactions complexes et non linéaires entre les teneurs accrues en CO_2 et les processus qui influent sur l'acquisition et la rétention de l'azote et d'autres nutriments au sein de l'écosystème. Il peut s'ensuivre des réponses à long terme très différentes de celles constatées dans le court terme. Les systèmes où les flux de nutriments sont élevés répondent généralement plus que ceux où ils sont faibles. Pour certaines espèces (comme les semis de soya), le rapport de la photosynthèse à la respiration augmente dans un enrichissement en CO_2, même si la température monte. Par contre, pour la riziculture, des températures plus élevées peuvent largement atténuer les gains de rendement dus aux effets directs du CO_2. L'enrichissement en CO_2 peut également compenser, quoique sans les annuler totalement, les effets adverses de l'exposition des cultures à l'ozone troposphérique. Diverses communautés de prairie cultivées sous des concentrations accrues de CO_2, par exemple, montrent généralement un accroissement significatif de la productivité biologique pendant l'exposition initiale, mais des réponses variées dans les mois et années qui suivent. On note généralement un changement net de la composition en espèces. Chez certaines espèces herbacées, on note aussi une amélioration significative de la performance des générations subséquentes cultivées à partir des graines. Les réponses peuvent être modulées par l'acidité du sol, qui entraîne une réponse moindre de certaines herbacées poussant en sol acide, et avoir des effets indirects importants sur la décomposition et sur les organismes présents dans l'écosystème. Des semis de pin sylvestre et de jeunes bouleaux cultivés dans une atmosphère enrichie en CO_2 montrent aussi des réponses complexes, qui incluent à la fois une augmentation de la production de biomasse et de racines, et un accroissement de la respiration et des taux d'efflux de CO_2 du sol. Dans les rizières, la stimulation de la croissance racinaire dans des conditions de CO_2 élevé ont aussi fait monter les émissions de méthane. Pour mieux comprendre ces processus et conséquences complexes, il faudra effectuer des études exhaustives avec une hiérarchie de modèles et d'observation à des échelles allant de la molécule à l'écosystème.[866-883]

Une évaluation de la réponse de multiples espèces végétales à un environnement enrichi en CO_2 de sources naturelles suggère que la structure foliaire change peu à la suite d'une telle exposition à long terme, mais qu'il se produit une baisse significative de la conductance

stomatique par rapport aux sites de contrôle adjacents. À plus grande échelle, malgré l'augmentation significative des concentrations atmosphériques de CO_2 au cours du dernier siècle, il y a peu d'indications d'une hausse marquée de l'absorption de carbone sous les tropiques. De même, les projections faites par les modèles de la végétation de la réponse des écosystèmes aux effets combinés d'un enrichissement en CO_2, d'une hausse des températures et d'une augmentation des précipitations sur le nord-est de la Chine suggèrent un accroissement de la PPN pour certains des écosystèmes régionaux, mais un léger déclin net global dû à des baisses significatives de la PPN pour d'autres. Donc, alors que certaines espèces peuvent individuellement réagir fortement à la fertilisation par le CO_2, il peut y avoir des limites à la réponse d'ensemble de l'écosystème, peut-être à cause d'une accélération du remplacement du carbone.[884-886]

Des études récentes montrent encore que la réduction de l'azote dans les tissus de plantes cultivées dans une atmosphère enrichie en CO_2 se traduit par une hausse des rapports C:N et semble donner une moins bonne qualité alimentaire que les spécimens témoins. Les impacts de cet état de choses sur les insectes et animaux brouteurs semblent varier selon l'espèce, et peuvent être compliqués par les effets du changement climatique concomitant. De plus, des plantes moins désirables pour la consommation peuvent avoir un avantage concurrentiel, ce qui influe sur la biodiversité et la composition en espèces. Dans la litière du sol, cependant, le rapport C:N semble ne changer que très peu, en raison d'un rééquilibrage C:N qui se produirait pendant la sénescence des feuilles. On a des indications que, dans les sols, la réponse microbienne à un accroissement du CO_2 dans les écosystèmes naturels non perturbés serait contrainte par les limites des nutriments.[887-894]

6.2 Méthodes permettant d'améliorer les analyses d'impact

Les modèles utilisés pour évaluer les impacts du changement climatique sur, par exemple, les écosystèmes agricoles, les processus hydrologiques et la phénologie des glaces de lac, ont généralement une meilleure performance aux résolutions plus fines que celles offertes par les sorties des MCG actuels. Bien qu'il existe des techniques permettant de ramener l'échelle des sorties des MCG à des résolutions plus fines, chacune a ses limites. Les méthodes statistiques, comme les générateurs de conditions météorologiques ou les corrélations des conditions climatiques locales avec le comportement des systèmes météorologiques d'échelle synoptique, par exemple, peuvent très bien simuler les conditions régionales et consomment peu de temps de calcul, mais peuvent avoir de la difficulté à estimer les extrêmes et la variabilité à long terme. Par comparaison, les modèles des climats régionaux comme le MCR canadien peuvent effectuer des simulations d'éléments du climat (p. ex. le cycle hydrologique régional) avec un succès comparable, mais continuent d'être entravés par des erreurs dans les conditions aux limites fournies par le MCG dans lequel ils sont emboîtés.[895-910]

C'est la collaboration des scientifiques, des décideurs et du public qui permettra de s'attaquer efficacement au problème du changement climatique. Les évaluations intégrées des impacts régionaux, si elles sont bien menées, permettent de réaliser cette collaboration. Cependant, les outils analytiques utilisés pour effectuer ces évaluations doivent être choisis avec soin, puisque les études suggèrent que les projections des impacts du changement climatique sont sensibles à la technique d'analyse utilisée.[911-912]

6.3 Écosystèmes forestiers

Étant donné l'étroitesse relative des niches climatiques de leurs divers biotes, les écosystèmes forestiers tropicaux (y compris la riche flore présente dans la canopée) sont particulièrement vulnérables aux changements du climat, et peuvent donc constituer d'utiles indicateurs précoces des changements. Parmi les stratégies d'adaptation visant à atténuer les impacts sur ces forêts figurent la réduction des stress supplémentaires de l'influence humaine directe et la réduction de la fragmentation des forêts.[913-922]

Pour les forêts des latitudes moyennes d'Amérique du Nord, environ 40 % des espèces d'arbres connaîtront probablement une expansion significative de leur aire de répartition ou de leur densité, et 40 % déclineront parce que les conditions climatiques optimales pour eux subiront un important décalage vers le nord dans le cas d'un doublement des concentrations de CO_2. Cependant, les conditions climatiques et les pratiques de gestion locales joueront un rôle important dans la modulation de ces réponses. Les impacts concomitants d'infestations de ravageurs comme la tordeuse du bourgeon de l'épinette pourront être significatifs dans certaines régions, mais sont aussi régis par des interactions complexes avec l'état de l'hôte et la réponse des prédateurs. Des climats plus chauds peuvent aussi avoir des implications majeures pour l'équilibre de l'eau du sol dans la forêt boréale pendant la saison de croissance (mais moins aux autres saisons), et s'accompagner de saisons d'incendies plus intenses et plus longues. Dans le centre de l'Ontario, on devrait constater un rétrécissement de la forêt boréale et une augmentation de la prédominance de forêts du type « Grands Lacs », et les impacts qui en découlent sur les espèces sauvages, comme un déclin de l'orignal et du caribou et une augmentation du cerf de Virginie. Ces changements viendraient s'ajouter à ceux engendrés par les processus naturels. Cependant, les études mettant en jeu des scénarios aux états transitoires suggèrent que les changements progressifs seraient nettement différents de ceux projetés à l'aide de scénarios à l'équilibre, puisque les changements de la température et des précipitations ne se produiront pas nécessairement en même temps.[911, 923-930]

Ces changements des écosystèmes naturels peuvent avoir des conséquences importantes pour le biote et les propriétés du sol, ainsi que pour la biodiversité et l'élaboration des stratégies de conservation de celle-ci. Par exemple, des sols plus chauds semblent présenter des concentrations moindres d'azote organique total et lixivié, bien que l'augmentation de l'absorption d'azote par la végétation masque ces changements. Ces relations ne sont cependant pas encore bien comprises et doivent être étudiées davantage pour qu'on puisse mieux évaluer la réponse à long terme de la végétation au changement climatique.[931-938]

6.4 Écosystèmes polaires et alpins

Dans les écosystèmes arctiques et alpins, les populations des insectes sensibles à la température et de leurs plantes hôtes peuvent réagir rapidement à un changement climatique, et seraient donc des indicateurs importants de celui-ci. Les réponses projetées sont entre autres un déplacement vers le nord de la limite forestière. Cependant, d'autres facteurs indirects, comme les changements de l'humidité du sol, la diminu-

tion des nappes phréatiques et l'augmentation de l'apport en nutriments, peuvent influer plus sur la biomasse ou la composition en espèces dans l'Arctique que les seuls changements de la température. Par exemple, des changements phénologiques immédiats devraient accompagner une survenue hâtive de la fonte de la neige. On peut donc s'attendre à ce que le changement climatique modifie considérablement la diversité des écosystèmes subarctiques et alpins.[14, 939-945]

6.5 Écosystèmes aquatiques

Les changements du délicat équilibre entre les précipitations et l'évaporation auront des implications majeures pour le niveau des nappes phréatiques et donc l'état des milieux humides. Il s'ensuit des modifications du rôle des milieux humides dans la séquestration du carbone et dans la maîtrise des inondations, ainsi que comme habitat faunique. Les milieux humides riverains semblent exiger une attention particulière, étant donné leur susceptibilité aux fluctuations des niveaux d'eau et leur importance pour les loisirs. Dans la région des Grands Lacs, par exemple, le changement climatique amènera probablement les niveaux d'eau au-delà de ce que peuvent supporter certains milieux humides. Des études menées sur des écosystèmes de fens à carex dans des climats plus chauds sans changement significatif des précipitations suggèrent une augmentation du déficit hydrique en été et un accroissement de la perte de carbone, mais une baisse des émissions de méthane. La réduction de l'exportation d'eau via les milieux humides peut aussi se traduire par des augmentations à court terme de l'acidité des lacs, un accroissement des fluctuations du COD dans les cours d'eau et une baisse des charges de matière organique dissoute dans les lacs. L'impact du changement climatique sur les biotes aquatiques peut dépendre de leur diversité en espèces, de leur diversité génétique et d'autres facteurs; l'on s'attend aussi à de nouvelles invasions d'espèces exotiques. Cependant, il persiste de nombreuses inconnues quant à la nature de ces réponses.[946-955]

6.6 Ressources en eau

Les impacts sur l'hydrologie régionale ne seront pas imputables aux seuls changements des températures et des précipitations; ils dépendront aussi des utilisations locales des terres et de facteurs anthropiques tels que la dégradation des sols et les changements d'affectation des terres, et ne seront pas les mêmes partout. Parmi les changements régionaux projetés figurent des conséquences aussi diverses qu'une baisse du ruissellement, de la recharge des eaux souterraines et de la qualité de l'eau dans le sud de la Grande-Bretagne, une augmentation du débit des cours d'eau dans le nord de ce pays, une augmentation de la fréquence hivernale des débordements des cours d'eau alimentés surtout par l'écoulement en surface en Belgique, et une élévation des températures de l'eau dans les lacs et cours d'eau de toute l'Amérique du Nord. Une étude utilisant la transposition de climats d'autres régions semblables aux conditions qui pourraient régner dans le bassin des Grands Lacs avec un climat plus chaud suggérait aussi une variabilité interannuelle des précipitations beaucoup plus grande que celle observée dans le climat actuel du bassin, mais seulement un faible changement net des apports en eau dans le bassin.[956-961]

Dans un climat à double concentration de CO_2, le retard de l'engel des lacs américains pourrait atteindre jusqu'à 40 jours et l'avancée de la fonte de la glace jusqu'à 67 jours; l'épaisseur maximale de la glace pourrait baisser de 0,44 mètres. Ces changements réduiraient la mortalité hivernale du poisson dans la plupart des lacs peu profonds, mais entraîneraient des dangers pour les motoneigistes et les pêcheurs sur la glace.[961, 962]

6.7 Agriculture

De nombreux modèles du rendement des cultures, comme CERES et YIELD, présentent encore bien des faiblesses dans la projection des impacts du changement climatique à venir sur les rendements agricoles, peut-être en raison d'impacts indirects et d'autres facteurs qui ne sont pas pris en compte dans les modèles (p. ex. interactions climat-insectes). Des variables telles que les températures nocturnes semblent avoir une importance particulière. Les résultats d'études utilisant des méthodologies différentes présentent donc encore des différences significatives et doivent être prises avec réserve et pas séparément les unes des autres. Un examen général de ces études suggère que, dans les pays industrialisés, l'impact global sera faible et probablement positif. Toutefois, la production pourrait connaître de grands changements (en pourcentage) aux niveaux régional et local, surtout dans les pays pauvres des basses latitudes. En outre, un réchauffement qui dépasserait celui prévu avec un doublement des concentrations de CO_2 pourrait avoir des effets négatifs encore plus dramatiques à l'échelle planétaire. Ces effets pourraient être atténués en utilisant les bonnes stratégies d'adaptation.[963-973]

Parmi les impacts régionaux du changement climatique sur l'agriculture figurent :

- des changements significatifs des saisons de croissance locales et de la productivité globale en Afrique en raison des effets combinés de la dégradation des sols et du changement climatique;[957]
- une augmentation du déficit de l'humidité du sol en été et une hausse des températures diurnes maximales dans diverses régions, telles que la Turquie, l'Inde et les Prairies canadiennes, avec un impact négatif sur les rendements des cultures. L'accroissement de l'évaporation dépasserait tout changement possible des précipitations;[967, 974-975]
- une augmentation projetée du rendement de certaines cultures, comme le maïs et le sorgho, au Québec, mais des baisses pour d'autres, comme le blé et le soja.[976]

6.8 Flore et faune

Les études sur la réaction des écosystèmes au changement climatique doivent prendre en compte non seulement la réponse directe d'espèces particulières, mais aussi les changements de l'interaction entre elles. Les savoirs traditionnels des peuples autochtones peuvent aider considérablement à faire avancer ces connaissances. Les savoirs écologiques des Inuits, par exemple, suggèrent que les populations de caribous peuvent subir des fluctuations naturelles. L'observation de réponses annuelles des comportements de reproduction au climat et les tendances à une précocité accrue de la reproduction constatées au cours des récentes décennies chaudes en Europe et en Grande-Bretagne à mesure que les printemps devenaient plus chauds et les sources de nourriture plus abondantes donnent de bonnes indications que les populations d'amphibiens et d'oiseaux sont très sensibles aux changements du climat. De même, des preuves récentes du stress chez les populations d'ours blancs de la région subarctique canadienne indiquent que cet animal et d'autres espèces arctiques sont particulièrement sensibles aux changements de la couverture glacielle. Les ravageurs migrants devraient aussi réagir rapidement à une augmentation des concentrations de CO_2 et à une modification du climat, et pourraient être en mesure de coloniser les cultures et

habitats récemment devenus disponibles. Cependant, la nature de la réponse est compliquée par les obstacles biotiques et abiotiques, et donc difficile à prédire. Les changements des épisodes de conditions météorologiques extrêmes comme des ouragans peuvent aussi influer sur les populations des écosystèmes.[977-983]

6.9 Phénomènes extrêmes/circulation

La réponse de la circulation atmosphérique et des événements météorologiques extrêmes au changement climatique est encore mal comprise et doit faire l'objet de recherches supplémentaires. Les paléoenregistrements et les études par modélisation pourraient être particulièrement utiles dans ces recherches. Si l'on se base sur les concepts d'onde de Rossby de la variabilité climatique, le changement climatique futur pourrait bien se manifester surtout sous la forme d'un changement des modalités naturelles de la variabilité du système climatique. Dans un climat plus chaud, en moyenne, on constatera une augmentation de l'évaporation et de la teneur en humidité de l'atmosphère, qui à leur tour pourront à la fois exacerber les sécheresses et favoriser l'intensification des épisodes de pluie ou de neige (et donc les inondations locales). Dans l'Atlantique Nord, une étude utilisant les sorties du modèle ECHAM suggère que les trajectoires des tempêtes extra-tropicales sur la région seront déplacées vers le nord, mais ne donne pas de signes d'un accroissement significatif de l'intensité moyenne des perturbations (contrairement à d'autres études). Les ondes de tempête sur les régions de l'ouest de l'Europe devraient aussi être plus hautes de 10 à 40 cm, bien que cela semble se situer dans la plage normale de la variabilité habituelle pour la plupart des régions de la mer du Nord.[984-990]

Des études récentes utilisant les sorties de modèles du climat ainsi que des modèles d'ouragans suggèrent généralement une augmentation faible à modeste de l'intensité et de la fréquence des cyclones tropicaux, mais ne donnent pas d'indication d'une expansion des zones d'activité des cyclones. Certaines régions pourraient connaître des changements spectaculaires de la fréquence des cyclones et, dans l'Atlantique, les augmentations seraient plus grandes pendant les épisodes La Niña. Cette hypothèse est étayée par les indications que les cyclones tropicaux très intenses semblent se former sur les eaux les plus chaudes et durent plusieurs jours de plus que les événements de moindre intensité ailleurs. Cependant, dans le Pacifique, les intensités des tempêtes sont généralement bien inférieures au potentiel basé seulement sur les calculs de la TSM, ce qui laisse croire que d'autres influences environnementales pourraient être encore plus importantes que la TSM pour déterminer l'intensité maximale de la tempête. Comme un grand nombre de ces facteurs ne sont pas encore inclus dans les modèles concernant les ouragans, les projections doivent être utilisées avec prudence.[518, 991-997]

Dans un climat plus chaud, la stratosphère se refroidira, et la fréquence des réchauffements stratosphériques soudains dans l'hémisphère Nord baissera, ce qui entraînera une intensification et une augmentation de la stabilité des vortex polaires. Dans ces conditions, le trou d'ozone de l'Antarctique devrait s'élargir et durer plus longtemps dans un avenir proche, la probabilité de trous d'ozone dans l'Arctique augmenterait, et le rétablissement de la couche d'ozone serait ralenti à l'échelle planétaire. L'effet net sur les concentrations d'ozone de la colonne aux latitudes moyennes est encore incertain, certains modèles suggérant une hausse des concentrations et d'autres une baisse.[998-1003]

6.10 Glace de mer/élévation du niveau marin

La réaction de la des inlandsis au changement climatique dépend de la géologie du substrat rocheux et autres facteurs locaux, ainsi que des changements de la température et des précipitations. La réponse future de l'inlandsis de l'Antarctique occidental pourrait aller d'une réponse dynamique minimale avec croissance lente, jusqu'à un effondrement complet d'ici quelques siècles, bien que ni l'un ni l'autre extrême ne semble très probable. Pour faire des prédictions plus exactes, il faudra mieux comprendre la dynamique en jeu. Pour l'inlandsis de l'Antarctique oriental, plus grand, les changements de la circulation et de la température océaniques de la région pourrait faire monter les taux de fonte basale de ses plates-formes bordières, et donc compenser au moins partiellement la hausse prévue des accumulations dans les régions du centre. Certaines études laissent penser que le processus de fonte pourrait prédominer à long terme, ce qui se traduirait par une contribution d'environ 2 mètres à l'élévation du niveau marin d'ici 1000 à 2000 ans. Cependant, les processus en jeu sont eux aussi mal compris. Pendant ce temps, les prédictions de la fonte de l'inlandsis du Groenland basée sur les prévisions des changements des températures et des précipitations dans la région fournies par des modèles couplés du climat suggèrent pour cette source une contribution nette de 7,6 cm à l'élévation du niveau de la mer d'ici 2100.[839, 840, 1004-1011]

La plupart des glaciers de régions tempérées et de montagne devraient reculer, et beaucoup d'entre eux disparaître d'ici 2100 en réponse à la poursuite du réchauffement, mais cette réponse variera considérablement d'un glacier à l'autre, selon la nature du changement climatique local. Une des estimations, basée sur une simulation du changement climatique faite par un modèle couplé du climat, avance pour cette source une contribution de 13 cm à la hausse du niveau de la mer d'ici 2100.[618, 834, 1008, 1012-1014]

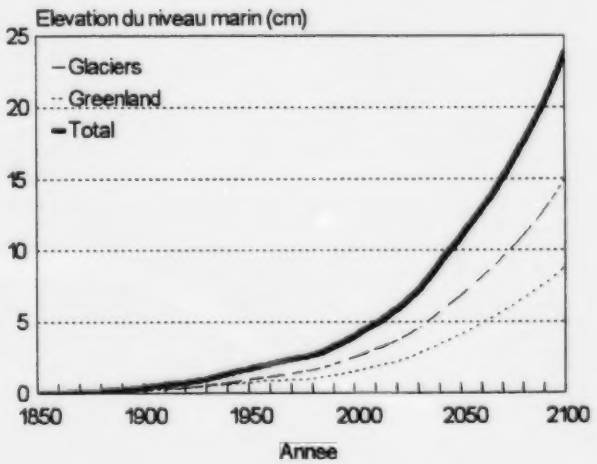

Figure 4. Projection de la contribution des glaciers de régions tempérées et de l'inlandsis du Groenland à l'élévation planétaire du niveau marin, selon des scénarios de changement climatique faisant intervenir les forçages à la fois des gaz à effet de serre et des aérosols. Réf. : Gregory et Oerlemans, 1998 (#1008).

Les impacts des changements ci-dessus et ceux de l'expansion thermique de l'eau de mer sur les niveaux des marées sur les côtes seront encore modifiés par d'autres facteurs, dont les changements de la pression au niveau de la mer et les mouvements tectoniques des masses terrestres. Environ 3 % des côtes du Canada sont très vulnérables à ce genre de changements, 30 % y sont modérément sensibles et le reste relativement insensible. Avec les changements projetés du niveau marin, de nombreuses régions qui présentement émergent de l'océan par soulèvement tectonique (p. ex. la région de la baie d'Hudson) pourraient être de nouveau submergées. D'autres pays seront encore plus vulnérables. Dans bien des endroits, il peut être plus sage de retraiter et de s'adapter à ce changement que de tenter d'ériger des barrières protectrices. Les conséquences tant économiques qu'écologiques de cette élévation possible du niveau marin demeurent entachées de beaucoup d'incertitude.[1015-1017]

6.11 Économie et santé

Le coût humain du changement climatique est très difficile à estimer, en raison à la fois des incertitudes qui entourent les projections du changement climatique et d'une compréhension insuffisante des processus de la réponse humaine. Par exemple, pour les États-Unis, les coûts économiques dus à la seule élévation projetée du niveau de la mer varient de 0,2 milliard de dollars à plus de 4,6 milliards, et les coûts nets de tous les impacts pourraient aller de 0,35 à 2,16 % du PIB. Les estimations de ces coûts sont donc encore très peu fiables, et doivent souvent être données de façon qualitative. Dans certaines régions, comme la Russie, le réchauffement climatique peut être généralement bénéfique pour le bien-être du public, en raison de la difficulté qu'il a à composer avec les climats froids d'aujourd'hui. Des régions plus riches, comme l'ouest de l'Europe, où les extrêmes de froid sont moins à craindre, risqueront d'en bénéficier beaucoup moins. En Égypte, les impacts sur l'économie agricole, intégrés sur l'ensemble du secteur, pourraient être mineurs, et plus avantageux pour les consommateurs que pour les producteurs. Au Canada, les impacts négatifs les plus grands, même après la mise en place des mesures d'adaptation appropriées, viseront les écosystèmes naturels, les ressources en eau et les extrêmes météorologiques, et les secteurs économiques les plus affectés seront ceux qui en dépendent. Par conséquent, les impacts sociaux et économique les plus grands varieront considérablement d'une région à l'autre. Les études suggèrent que les réponses devraient être ciblées sur l'évaluation et la réduction du risque, dont le développement de programmes adéquats concernant l'adaptation et les occasions.[955, 1018-1024]

Quant aux effets sur la santé, ils peuvent aussi être plus graves dans certaines régions que dans d'autres, puisque le climat n'est qu'un des nombreux facteurs qui influent sur la santé. La propagation prévue en Europe des maladies transmises par les tiques, par exemple, peut être atténuée par une augmentation des vaccinations, rendue possible par l'existence d'excellents programmes de santé publique. Dans les pays en développement, en raison d'autres stress concurrents sur la santé et de la nettement moins bonne qualité des régimes de santé publique, la population pourrait être beaucoup plus vulnérable à des facteurs liés au changement climatique, surtout dans les régions à économie de subsistance.[1025-1028]

7.0 Politique

Ceux que les préoccupations relatives au changement climatique laissent sceptiques continuent de maintenir que les scientifiques associés au GIEC ont une opinion partiale et qu'ils ont omis de considérer adéquatement le rôle du forçage radiatif solaire dans les récentes tendances planétaires. Il y a également ceux qui suggèrent qu'un doublement des concentrations de dioxyde de carbone dans l'atmosphère ne serait pas non plus nuisible, que les rétroactions naturelles de la Terre lui permettraient de maintenir des températures extraordinairement stables, ou que la meilleure option, dans un contexte entaché d'incertitudes, est d'attendre de voir ce qui va se passer. Et il y a ceux qui affirment que le processus du GIEC a évolué en tentant de maintenir un équilibre solide du point de vue scientifique et acceptable de celui des politiques, et d'en arriver à des conclusions qui soient suffisamment robustes pour justifier dès maintenant la mise en place d'actions visant à réduire les risques associés au changement climatique.[284, 1029-1043]

La sensibilisation du public aux risques liés au changement climatique est, dans la plupart des pays, déficiente au mieux, et n'encourage aucunement les populations à modifier volontairement leur mode de vie afin de diminuer les risques. Des interactions efficaces entre les scientifiques et les médias pourraient contribuer à mieux informer les gens, mais il faut que ce soit fait avec prudence et par des gens possédant certaines habiletés de manière à communiquer une information qui demeure objective.[1044-1045]

Le Protocole de Kyoto est un pas important dans la bonne direction en vue de réduire les risques associés au changement climatique, mais les émissions des pays non visés à l'annexe 1 continueront d'augmenter et les concentrations de CO_2 atteindront plus de 380 ppmv d'ici 2010 et 500 ppmv d'ici 2050. De plus, chaque fois que l'adoption de mesures d'atténuation est repoussée à la décennie suivante, il faut accroître de 1,5 % la réduction des émissions par dix ans. Certains prétendent qu'étant donné l'inertie du système climatique, il y aurait lieu de prendre des actions immédiates, et que tous les pays, dans un effort concerté international, devraient réduire leurs émissions planétaires de gaz à effet de serre. Par ailleurs, la réduction de l'utilisation du carbone pour produire de l'énergie pourrait certes constituer la meilleure option pour les pays développés, mais la croissance démographique et l'amélioration du rendement énergétique sont des facteurs particulièrement importants dans les régions en développement. Les politiques d'atténuation varieront donc d'un pays et d'une région à l'autre, et pourraient nécessiter un effort conjoint dans le but de rallier les pays en développement. Les politiques d'atténuation doivent également tenir compte des conflits possibles avec d'autres politiques d'ordre environnemental ou social, comme l'appauvrissement de la couche d'ozone. Elles doivent également reposer sur des instruments scientifiques solides et modernes, et tirer profit des leçons apprises dans l'élaboration d'autres politiques environnementales.[1046-1054]

Une option pour réduire dans l'avenir les émissions industrielles de CO_2 est de piéger celles des industries de transformation en produits de base ou en sous-produits des processus d'extraction de l'hydrogène et de s'en débarrasser dans les réservoirs terrestres ou l'océan profond. Toutefois, les coûts associés à ces mesures sont encore prohibitifs et les conséquences de ces mesures mal connues. Des solutions biotechniques ont également été proposées comme moyen de réduire les émissions de gaz à effet de serre ou de piéger le dioxyde de carbone présent dans l'atmosphère. L'amélioration des pratiques de gestion agricole, par exemple, peut constituer un moyen important de réduire les émissions

de gaz à effet de serre du secteur agricole tout en améliorant sa productivité. Les programmes de protection des sols et la stimulation de la sédimentation dans les rizières pourraient également contribuer à séquestrer suffisamment de carbone pour compenser les émissions de gaz à effet de serre du secteur agricole. De même, les stratégies de gestion des forêts pourraient réduire considérablement les émissions de dioxyde de carbone de ce secteur ou accroître les puits de carbone. En revanche, l'omission d'adopter des mesures pour contrer le réchauffement ou peut-être l'assèchement du climat pourrait entraîner une hausse significative des feux de forêt et des rejets associés de dioxyde de carbone dans l'atmosphère. Il importe, toutefois, de mieux comprendre les liens complexes entre les cycles du carbone, de l'azote et d'autres éléments nutritifs présents dans les forêts et les systèmes agricoles afin d'évaluer adéquatement les conséquences des stratégies proposées.[1055-1069]

L'adaptation au changement climatique doit faire partie intégrante des stratégies nationales et internationales visant à réduire les risques associés au changement climatique, et offrir un complément de poids aux mesures de limitation.. Les stratégies d'adaptation doivent viser de nombreuses cibles et rallier de nombreux intervenants, reposer sur l'étroite collaboration des experts en questions de physique et de société pour évaluer adéquatement les conséquences environnementales et sociales du changement climatique. Elles dépendront des progrès technologiques, des ententes appropriées entre les institutions, du financement disponible et d'un bon échange d'informations. Elles devront également tenir compte de divers facteurs influants. La mise au point de techniques de modélisation inverse appropriées visant à évaluer les seuils de vulnérabilité et de tolérance, et les modèles conceptuels qui lient entre eux les processus écologiques et sociaux peuvent contribuer à l'élaboration des stratégies. Entre-temps, des organismes bilatéraux, tels que la Commission mixte internationale (Canada-États-Unis) pour les Grands Lacs, pourraient favoriser ce type de coopération recherchée. Des mesures pour mieux s'adapter au comportement des conditions météorologiques (dont les extrêmes climatiques) et au climat actuels fourniraient aussi une approche prudente judicieuse en vue de réduire les risques incertains associés au futur changement climatique.[1070-1083]

Remerciements

La présente revue a été compilée par Henry Hengeveld et Patti Edwards, conseillers scientifiques en matière de changement climatique auprès du Service météorologique du Canada (SMC), d'Environnement Canada. Les auteurs tiennent à remercier diverses personnes pour leurs précieux apports et commentaires, notamment Pam Kertland (Ressources naturelles Canada), Ross Brown, Rob Cross et Haz Kiguchi (tous du SMC).

RÉFÉRENCES

Note: *Atm. Env.* = Atmospheric Environment; *BAMS* = Bulletin of the American Meteorological Society; *CC* = Climatic Change; *CD* = Climate Dynamics; *CR* = Climate Research; *GBC* = Global Biogeochemical Cycles; *GCB* = Global Change Biology; *GPC* = Global and Planetary Change; *GRL* = Geophysical Research Letters; *JGR* = Journal of Geophysical Research;

1.0 Introduction

1. Houghton, J.T., Meira Filho,L.G., Callander,B.A. *et al.* (eds.). 1996. *Changement Climatique 1995. Aspects scientifique de l'évolution du climat - groupe de travail I du GIEC*, Cambridge Press, 572pp.

2. Watson, R.T., Zinyowera,M.C. et Moss,R.H. (eds.). 1996. *Climate Change 1995. Impacts, Adaptations and Mitigation of Climate Change: Scientific-Technical Analysis*: (Contribution of Working Group II to the Second Assessment Report of the IPCC), Cambridge Press, 877pp.

3. Harvey, D., Gregory,J., Hoffert, M. *et al.* 1997. *An Introduction to Simple Climate Models used in the IPCC Second Assessment Report.* Intergovernmental Panel on Climate Change Technical Paper 2, 39pp.

4. Schimel, D., Grubb, M.,Joos, F. *et al.* 1997. *Stabilization of Atmospheric Greenhouse Gases: Physical, Biological and Socio-economic Implications.* Intergovernmental Panel on Climate Change Technical Paper 3, 48pp.

5. Wigley, T.M., Jain, A.K., Joos, F. *et al.* 1997. *Implications of proposed CO_2 Emission Limitations.* Intergovernmental Panel on Climate Change Technical Paper 4, 37pp.

2.0 CHANGEMENTS DE LA COMPOSITION DE L'ATMOSPHÈRE

2.1 Dioxyde de carbone

6. Tans, P.P., Bakwin, P.S., Bruhwiler, L. *et al.* 1998. Carbon Cycle. In *Climate Monitoring and Diagnostics Laboratory Summary Report No. 24:1996-1997* , D.J.Hofmann, J.T.Peterson *et* R.M.Rosson (eds), CMDL Report No.24:30-75.

7. Gulluk, T., Slemr, F. et Stauffer, B. 1998. Simultaneous measurements of CO_2, CH_4, and N_2O in air extracted by sublimation from Antarctica ice cores: Confirmation of the data obtained using other extraction techniques. *JGR* 103(D13): 15971-15978.

8. Haan, D. et Raynaud, D. 1998. Ice core record of CO variations during the last millennia: atmospheric implications and chemical interactions within the Greenland ice. *Tellus* 50B: 253-262.

10. Bakwin, P.S., Tans, P.P., Hurst,D.F. *et al.* 1998. Measurements of carbon dioxide on very tall towers: results of the NOAA/CMDL program. *Tellus* 50B:401-415.

11. Dettinger, M.D. et Ghil,M. 1998. Seasonal and interannual variations of atmospheric CO_2 and climate. *Tellus* 50B:1-24.

12. Francey, R.J., Steele, L.P., Langenfelds, R.L. *et al.* 1998. Atmospheric carbon dioxide and its stable isotope ratios, methane, carbon monoxide, nitrous oxide and hydrogen from Shetland Isles. *Atm. Env.* 32: 3331-3338.

13. Ineson, P., Coward, P.A., Benham, D.G. *et al.* 1998. Coniferous forests as "secondary agricultural" sources of nitrous oxide. *Atm. Env.* 32: 3321-3330.

14. Oechel, W.C., Vourlitis, G.L., Brooks, S. *et al.* 1998. Intercomparison among chamber, tower, and aircraft net CO_2 and energy fluxes measured during the Arctic System Science Land-Atmosphere-Ice Interactions (ARCSS-LAII) Flux Study. *JGR* 103: 28993-29003.

15. Strahan, S.E., Douglass, A.R., Nielsen, J.E. *et al.* 1998. The CO_2 seasonal cycle as a tracer of transport. *JGR* 103: 13729-13741.

16. Sun, J., Desjardins, R., Mahrt, L. *et al.* 1998. Transport of carbon dioxide, water vapor, and ozone by turbulence and local circulations. *JGR* 103: 25873-25885.

17. Taylor, J.A. 1998. Atmospheric mixing and the CO_2 seasonal cycle. *GRL* 25: 4173-4176.

18. Tian, H., Melillo, J.M., Kicklighter, D.W. *et al.* 1998. Effect of interannual climate variability on carbon storage on Amazonian ecosystems. *Nature* 396: 664-667.

19. Wittenberg, U., Heimann, M., Esser, G. *et al.* 1998. On the influence of biomass burning on the seasonal CO_2 signal as observed at monitoring stations. *GBC* 12: 531-544.

20. Fan, S., Gloor, M., Mahlman, J. *et al.* 1998. A large terrestrial carbon sink in North America implied by atmospheric and oceanic carbon dioxide data and models. *Science* 282: 442-446.

21. Kaiser, J. 1998. New network aims to take the world's CO_2 pulse. *Science* 281: 506-507.

22. Ludwig, W., Amiotte-Suchet, P., Munhoven, G. *et al.* 1998. Atmospheric CO_2 consumption by continental erosion: present-day controls and implications for the last glacial maximum. *GPC* 16-17: 107-120.

23. Martin, P. 1998. Estimating the CO_2 uptake in Europe. *Science* 281: 1806.

24. Martin, P.H., Valentini, R., Jacques, M. *et al.* 1998. New estimate of the carbon sink strength of EU forests integrating flux measurements, field surveys, and space observations: 0.17-0.35 Gt(C). *Ambio* 27: 582-584.

25. Menon, S. et Bawa, K.S. 1998. Deforestation in the tropics: Reconciling disparities in estimates for India. *Ambio* 17: 576-577.

26. Phillips, O.L., Malhi, Y., Higuchi, N. *et al.* 1998. Changes in the carbon balance of tropical forests: Evidence from long-term plots. *Science* 282: 439-442.

27. Archer, D., Kheshgi, H. et Maier-Reimer, E. 1998. Dynamics of fossil fuel CO_2 neutralization by marine $CaCO_3$. *GBC* 12: 259-276.

28. Marchal, O., Stocker, T.F., Joos, F. 1998. Impact of oceanic reorganizations on the ocean carbon cycle and atmospheric carbon dioxide content. *Paleoceanography* 13: 225-244.

29. Shimabukuro, Y.E., Batista, G.T., Mello, E.M.K. *et al.* 1998. Using shade fraction image segmentation to evaluate deforestation in Landsat Thematic Mapper images of the Amazon Region. *Int. J. Remote Sensing* 19: 535-541.

30. Tans, P. et White, J.W.C. 1998. In balance, with a little help from the plants. *Science* 281:183-184.

31. Xu, Y. et Wang, M. 1998. A two-dimensional zonally averaged ocean carbon cycle model. *Advances in Atmospheric Sciences* 15: 370-379.

32. Caldeira, K., Rau,G.H. et Duffy,P.B. 1998. Predicted net efflux of radiocarbon from the ocean and increase in atmospheric radiocarbon content. *GRL* 25:3811-3814.

33. Joos, F. et Bruno, M. 1998. Long-term variability of the terrestrial and oceanic carbon sinks and the budgets of the carbon isotopes ^{13}C and ^{14}C. *GBC* 12: 277-295.

34. McCormac, F.G., Hogg, A.G., Higham, T.F.G. *et al.* 1998. Temporal variation in the interhemispheric ^{14}C offset. *GRL* 25: 1321-1324.

35. Parkinson, S. et Young, P. 1998. Uncertainty and sensitivity in global carbon cycle modelling. *CR* 9: 157-174.

36. Sternberg, L.S.L., Moreira, M.Z., Martinelli, L.A. *et al.* 1998. The relationship between $^{18}O/^{16}O$ and $^{13}C/^{12}C$ ratios of ambient CO_2 in two Amazonian tropical forests. *Tellus* 50B: 366-376.

37. Adams, J.M. et Faure, H. 1998. A new estimate of changing carbon storage on land since the last glacial maximum, based on global land ecosystem reconstruction. *GPC* 16-17:3-24.

38. Bird, M.I. et Cali, J.A. 1998. A million-year record of fire in sub-Saharan Africa. *Nature* 394:767-769.

39. Broecker, W.S. et Sanyal, A. 1998. Does atmospheric CO_2 police the rate of chemical weathering? *GBC* 12:403-408.

40. Faure, H., Adams, J.M. et Faure-Denard, L. 1998. Quaternary carbon cycle changes: Introduction to future studies. *GPC* 16-17: 1-2.

41. Francois, L.M., Delire, C., Warnant, P. *et al.* 1998. Modelling the glacial-interglacial changes in the continental biosphere. *GPC* 16-17: 37-52.

42. Kobak, K.I., Kondrasheva, N.Y. et Turchinovich, I.E. 1998. Changes in carbon pools of peatland and forests in northwestern Russia during the Holocene. *GPC* 16-17: 75-84.

43. Morozova, T.D., Velichko, A.A. et Dlussky, K.G. 1998. Organic carbon content in the late Pleistocene and Holocene fossil soils (reconstruction for Eastern Europe). *GPC* 16-17: 131-151.

44. Peng, C.H., Guiot, J., Van Campo, E. 1998. Estimating changes in terrestrial vegetation and carbon storage: Using palaeoecological data and models. *Quaternary Science Reviews* 17: 719-735.

45. Zelikson, E.M., Borisova, O.K., Kremenetsky, C.V. *et al.* 1998. Phytomass and carbon storage during the Eemian optimum, late Weichselian maximum and Holocene optimum in Eastern Europe. *GPC* 16-17: 181-195.

46. Arthern, R.J. et Wingham, D.J. 1998. The natural fluctuations of firn densification and their effect on the geodetic determination of ice sheet mass balance. *CC* 40:605-624.

47. Gaston, G., Brown, S., Lorenzini, M. *et al.* 1998. State and change in carbon pools in the forests of tropical Africa. *GCB* 4: 97-114.

48. Asner, G.P., Bateson, C.A., Privette, J.L. *et al.* 1998. Estimating vegetation structural effects on carbon uptake using satellite data fusion and inverse modeling. *JGR* 103:28839-28853.

49. Cook, F.J., Thomas, S.M., Kelliher, F.M. *et al.* 1998. A model of one-dimensional steady-state carbon dioxide diffusion from soil. *Ecological Modelling* 109:155-164.

50. Golubyatnikov, L.L., Denisenko, E.A. et Svirezhev, Y.M. 1998. Model of the total exchange carbon flux for terrestrial ecosystems. *Ecological Modelling* 108(1-3): 265-276.

51. Hanan, N.P., Kabat, P., Dolman, A.J. *et al.* 1998. Photosynthesis and carbon balance of a Sahelian fallow savanna. *GCB* 4: 523-538.

52. Heimann, M., Esser, G., Haxeltine, A. *et al.* 1998. Evaluation of terrestrial carbon cycle models through simulations of the seasonal cycle of atmospheric CO_2: First results of a model intercomparison study. *GBC* 12: 1-24.

53. Peng, C., Apps, M.J., Price, D.T. *et al.* 1998. Simulating carbon dynamics along the Boreal Forest Transect Case Study (BFTCS) in central Canada. 1. Model testing. *GBC* 12: 381-392.

54. Beardsley, T. 1998. In the heat of the night. *Scientific American* 279:20.

55. Boone, R.D., Nadelhoffer, K.J., Canary, J.D. *et al.* 1998. Roots exert strong influence on the temperature of soil respiration. *Nature* 396:570-572.

56. Goulden, M.L., Wofsy, S.C., Harden, J.W. *et al.* 1998. Sensitivity of boreal forest carbon balance to soil thaw. *Science* 279(5348): 214-217.

57. Hollinger, D.Y., Kelliher, F.M., Schulze, E.-D. *et al.* 1998. Forest-atmosphere carbon dioxide exchange in eastern Siberia. *Agricultural and Forest Meteorology* 90: 291-306.

58. Lindroth, A., Grelle, A. et More, A.-F. Long-term measurements of boreal of forest carbon balance reveal large temperature sensitivity. *GCB* 4: 443-450.

59. Saigusa, N., Oikawa, T. et Liu, S. 1998. Seasonal variations of the exchange of CO_2 and H_2O between a grassland and the atmosphere: An experimental study. *Agricultural and Forest Meteorology* 89: 131-139.

60. Scurlock, J.M.O. et Hall, D.O. 1998. The global carbon sink: a grassland perspective. *GCB* 4: 229-233.

61. Turner, D.P., Winjum, J.K., Kolchugina, T.P. *et al.* 1998. Estimating the terrestrial carbon pools of the former Soviet Union, conterminous U.S., and Brazil. *CR* 9: 183-196.

62. Waddington, J.M., Griffis, T.J. et Rouse, W.R. 1998. Northern Canadian wetlands: Net ecosystem CO_2 exchange and climatic change. *CC* 40: 267-275.

63. Churkina, G. et d Running,S.W. 1998. Contrasting climatic controls on the estimated productivity of global terrestrial ecosystems. *Ecosystems* 1:206-215.

64. Houghton, R.A., Davidson, E.A. et Woodwell, G.M. 1998. Missing sinks, feedbacks, and understanding the role of terrestrial ecosystems in the global carbon balance. *GBC* 12: 25-34.

65. Hu, S., Firestone, M.K. et Chapin III, F.S. 1998. Elevated atmospheric CO_2 and soil biota. *Science* 281(5376): 218.

66. Murphy, K.L., Klopatek, J.M. et Klopatek, C.C. 1998. The effects of litter quality and climate on decomposition along an elevational gradient. *Ecological Applications* 8: 1061-1071.

67. Nadelhoffer, K.J., Raich, J.W. et Aber, J.D. 1998. A global trend in belowground carbon allocation: comment. *Ecology* 79: 1822-1825.

68. Nasholm, T., Ekblad, A., Nordin, A. 1998. Boreal forest plants take up organic nitrogen. *Nature* 392: 914-916.

69. Nissinen, A. et Hari, P. 1998. Effects of nitrogen deposition on tree growth and soil nutrients in boreal Scots pine stands. *Environmental Pollution* 102: 61-68.

70. Woodwell, G.M., Mackenzie, F.T., Houghton, R.A. *et al.* 1998. Biotic feedbacks in the warming of the earth. *CC* 40: 495-518.

71. Aurela, M., Tuovinnen, J.-P. et Laurila, T. 1998. Carbon dioxide exchange in a subarctic peatland ecosystem in norhern Europe measured by the eddy covariance technique. *JGR* 103:11289-11301.

72. Brainard, J. 1998. Two types of tundra affect carbon balance. *Science News* 154:71.

73. Christensen, T.R., Jonasson, S., Michelsen, A. *et al.* 1998. Environmental controls on soil respiration in the Eurasian and Greenlandic Arctic. *JGR* 103:29015-29021.

74. Fahnestock, J.T., Jones, M.H., Brookes, P.D. *et al.* 1998. Winter and early spring CO_2 efflux from tundra communities of Northern Alaska. *JGR* 103: 29023-29027.

76. Hobbie, J.E., Kwiatkowski, B.L., Rastetter, E.B. *et al.* 1998. Carbon cycling in the Kuparuk basin: Plant production, carbon storage and sensitivity to future changes. *JGR* 103:29065-29073.

77. Hobbie, S.E. et Chapin, III, F.S. 1998. The response of tundra plant biomass, aboveground production, Nitrogen, and CO_2 flux to experimental warming. *Ecology* 79: 1526-1544.

78. Jones, M.H., Fahnestock, J.T., Walker, D.A. *et al.* 1998. Carbon dioxide fluxes in moist and dry Arctic tundra during the snow-free season: Responses to increases in summer temperature and winter snow accumulation. *Arctic and Alpine Research* 30: 373-380.

79. Lange, O.L., Hahn, S.C., Meyer, A. *et al.* 1998. Upland tundra in the foothills of the Brooks Range, Alaska, U.S.A.: Lichen long-term photosynthetic CO_2 uptake and net carbon gain. *Arctic and Alpine Research* 30: 252-261.

80. Oechel, W.C., Vourlitis, G.L., Hastings, S.J. *et al.* 1998. The effects of water table manipulation and elevated temperature on the net CO_2 flux of wet sedge tundra ecosystems. *GCB* 4: 77-90.

81. Bentaleb, I. et Fontugne, M. 1998. The role of the southern Indian Ocean in the glacial to interglacial atmospheric CO_2 exchange: organic carbon isotope evidences. *GPC* 16-17:25-36.

82. Broecker, W.S. et Henderson, G.M. 1998. The sequence of events surrounding Termination II and their implications for the cause of glacial-interglacial CO_2 changes. *Paleoceanography* 13:352-364.

83. Anderson, L., Olsson, K. et Chierici, M. 1998. A carbon budget for the Arctic Ocean. *GBC* 12:455-465.

84. Anderson, L.G., Olsson, K., Jones, E.P. *et al.* 1998. Anthropogenic carbon dioxide in the Arctic Ocean: Inventory and sinks. *JGR* 103:27707-27716.

85. Arrigo, K.R., Worthen, D., Schnell, A. *et al.* 1998. Primary production in Southern Ocean waters. *JGR* 103:15587-15600.

86. Asher, W. et Wanninkhof,R. 1998. Transient tracers and air-sea gas transfers. *JGR* 103:15939-15958.

87. Bates, N.R., Knap, A.H. et Michaels, A.F. 1998. Contribution of hurricanes to local and global estimates of air-sea exchange of CO_2. *Nature* 395:58-61.

88. Chavez, F.P., Strutton, P.G. et McPhaden, M.J. 1998. Biological-physical coupling in the central equatorial Pacific during the onset of the 1997-98 El Niño. *GRL* 25:3543-3546.

89. Duarte, C.M. et Agusti, S. 1998. The CO_2 balance of unproductive aquatic ecosystems. *Science* 281:234-236.

90. Frankignoulle, M., Abril, G., Borges, A. *et al.* 1998. Carbon dioxide emission from European estuaries. *Science* 282: 434-436.

91. Gruber, N. 1998. Anthropogenic CO_2 in the Atlantic Ocean. *GBC* 12(1): 165-191.

92. Holfort, J., Johnson, K.M., Schneider, B. *et al.* 1998. Meridional transport of dissolved inorganic carbon in the South Atlantic Ocean. *GBC* 12: 479-499.

93. Keir, R., Rehder, G., Suess, E. *et al.* 1998. The $\delta^{13}C$ anomaly in the northeastern Atlantic. *GBC* 12: 467-477.

94. Kortzinger, A., Mintrop, L. et Duinker, J.C. 1998. On the penetration of anthropogenic CO_2 into the North Atlantic Ocean. *JGR* 103: 18681-18689.

95. Lee, K., Wanninkhof, R., Takahashi, T. *et al.* 1998. Low interannual variability in recent oceanic uptake of atmospheric carbon dioxide. *Nature* 396: 155-159.

96. Lefevre, N., Moore, G., Aiken, J. *et al.* 1998. Variability of pCO_2 in the tropical Atlantic in 1995. *JGR* 103: 5623-5634.

97. Neale, P.J., Davis, R.F. et Cullen, J.J. 1998. Interactive effects of ozone depletion and vertical mixing on photosynthesis of Antarctic phytoplankton. *Nature* 392: 585-589.

98. Ono, T., Watanabe, S., Okuda, K. *et al.* 1998. Distribution of total carbonate and related properties in the North Pacific along 30 °N. *JGR* 103: 30873-30883.

99. Priddle, J., Nedwell, D.B., Whitehouse, M.J. *et al.* 1998. Re-examining the Antarctic Paradox: speculation on the Southern Ocean as a nutrient-limited system. *Annals of Glaciology* 27: 661-668.

100. Stephens, B.B., Keeling, R.F., Heimann, M. *et al.* 1998. Testing global ocean carbon cycle models using measurements of atmospheric O_2 and CO_2 concentration. *GBC* 12: 213-230.

101. Boyd, P.W., Wong, C.S., Merrill, J. *et al.* 1998. Atmospheric iron supply and enhanced vertical carbon flux in the NE subarctic Pacific: Is there a connection? *GBC* 12:429-441.

102. Hansell, D.A. et Carlson, C.A. 1998. Deep-ocean gradients in the concentration of dissolved organic carbon. *Nature* 395: 263-266.

103. Hansell, D.A. et Carlson, C.A. 1998. Net community production of dissolved organic carbon. *GBC* 12: 443-453.

104. Murphy, P.P., Harrison, D.E., Feely, R.A. *et al.* 1998. Variability of ΔpCO_2 in the subarctic North Pacific. A comparison of results from four expeditions. *Tellus* 50B: 185-204.

105. Oschlies, A. et Garcon, V. 1998. Eddy-induced enhancement of primary production in a model of the North Atlantic Ocean. *Nature* 394: 266-268.

106. Masiello, C.A. et Druffel, E.R.M. 1998. Black carbon in deep-sea sediments. *Science* 280: 1911-1913.

107. Cao, M. et Woodward, F.I. 1998. Dynamic responses of terrestrial ecosystem carbon cycling to global climate change. *Nature* 393:249-252.

108. Cao, M. et Woodward, F.I. 1998. Net primary and ecosystem productivity and their responses to climate change. *GCB* 4:185-198.

109. Field, C.B., Behrenfeld, M.J., Randerson, J.T. *et al.* 1998. Primary production of the biosphere: integrating terrestrial and oceanic. *Science* 281: 237-243.

110. Kirilenko, A.P. et Solomon, A.M. 1998. Modeling dynamic vegetation response to rapid climate change using bioclimatic classification. *CC* 38: 15-49.

111. Peng, C., Apps, M.J., Price, D.T. *et al.* 1998. Simulating carbon dynamics along the Boreal Forest Transect Case Study (BFTCS) in central Canada. 2. Sensitivity to climate change. *GBC* 12: 393-402.

112. Peng, C.H., Guiot, J. et Van Campo, E. 1998. Past and future carbon balance of European ecosystems from pollen data and climatic models simulations. *GPC* 18: 189-200.

113. Rustad, L.E. et Fernandez, I.J. 1998. Experimental soil warming effects on CO_2 and CH_4 flux from a low elevation spruce-fir forest soil in Maine, USA. *GCB* 4: 597-605.

114. Sarmiento, J.L., Hughes, T.M.C., Stouffer, R.J. *et al.* 1998. Simulated response of the ocean carbon cycle to anthropogenic climate warming. *Nature* 393: 245-249.

115 Schimel, D.S. 1998. The carbon equation. *Nature* 393: 208-209.

116. Silver, W.L. 1998. The potential effects of elevated CO_2 and climate change on tropical forest soils and biogeochemical cycling. *CC* 39: 337-361.

117. Williams, M.W., Brooks, P.D. et Seastedt, T. 1998. Nitrogen and carbon soil dynamics in response to climate change in a high-elevation ecosystem in the Rocky Mountains, U.S.A. *Arctic and Alpine Research* 30: 26-30.

118. Young, I.M., Blanchart, E., Chenu, C. *et al.* 1998. The interaction of soil biota and soil structure under global change. *GCB* 4: 703-712.

2.2 Méthane

119. Dlugokencky, E.J., Masarie, K.A., Lang, P.M. *et al.* 1998. Continuing decline in the growth rate of the atmospheric methane burden. *Nature* 393: 447-450.

120. Etheridge, D.M., Steele, L.P., Francey, R.J. *et al.* 1998. Atmospheric methane between 1000 A.D. and present: Evidence of anthropogenic emissions and climate variability. *JGR* 103:15979-15993.

121. Lelieveld, J., Crutzen, P.J. et Dentener, F.J. 1998. Changing concentration, lifetime and climate forcing of atmospheric methane. *Tellus* 50: 128-150.

122. Schneider, D. 1998. Good news for the greenhouse. *Scientific American* 278: 14.

123. Jonquieres, I. et Marenco, A. 1998. Redistribution by deep convection and long-range transport of CO and CH_4 emissions from the Amazon basin, as observed by the airborne campaign TROPOX II during the wet season. *JGR* 103: 19075-19091.

124. Moriizumi, J., Nagamine, K., Iida, T. *et al.* 1998. Carbon isotopic analysis of atmospheric methane in urban and suburban areas: fossil and non-fossil methane from local sources. *Atm. Env.* 32: 2947-2955.

125. Shipham, M.C., Bartlett, K.B., Crill, P.M. *et al.* 1998. Atmospheric methane measurements in central New England: An analysis of the long-term trend and the seasonal and diurnal cycles. *JGR* 103: 10621-10630.

126. Shipham, M.C., Crill, P.M., Bartlett, K.B. *et al.* 1998. Methane measurements in central New England: An assessment of regional transport from surrounding sources. *JGR* 103: 21985-22000.

127. Worthy, D.E.J., Levin, I., Trivett, N.B.A. *et al.* 1998. Seven years of continuous methane observations at a remote boreal site in Ontario, Canada. *JGR* 103: 15995-16007.

128. Arah, J.R.M. et Stephen,K.D. 1998. A model of the processes leading to methane emission from peatland. *Atm. Env.* 32:3257-3264.

129. Bridgman, S.D., Updegraff,K. et Pastor,J. 1998. Carbon, nitrogen, and phosphorus mineralization in northern wetlands. *Ecology* 79:1545-1561.

130. Brown, D.A. 1998. Gas production from an ombrotrophic bog – effect of climate change on microbial ecology. *CC* 40:277-284.

131. Cao, M., Gregson, K. et Marshall, S. 1998. Global methane emission from wetlands and its sensitivity to climate change. *Atm. Env.* 32:3293-3299.

132. Clerbaux, C., Chazette, P., Hadji-Lazaro, J. *et al.* 1998. Remote sensing of CO, CH4, and O3 using a spaceborne nadir-viewing interferometer. *JGR* 103:18999-19013.

133. Daulat, W.E. et Clymo, R.S. 1998. Effects of temperature and watertable on the efflux of methane from 129 peatland surface cores. *Atm. Env.* 32:3207-3218.

134. Dedysh, S.N., Panikov, N.S., Liesack, W. *et al.* 1998. Isolation of acidophilic methane-oxidizing bacteria from northern peat wetlands. *Science* 282: 281.

135. Dong, Y., Scharffe, D., Lobert, J.M. *et al.* 1998. Fluxes of CO_2, CH_4 and N_2O from a temperate forest soil: the effect of leaves and humus layers. Tellus 50B:243-252.

136. Edwards, C., Hales, B.A., Hall, G.H. *et al.* 1998. Microbiological processes in the terrestrial carbon cycle: methane cycling in peat. *Atm. Env.* 32:3247-3255.

137. Hargreaves, K.J. et Fowler, D. 1998. Quantifying the effects of water table and soil temperature on the emission of methane from peat wetland at the field scale. *Atm. Env.* 32(19): 3275-3282.

138. Kim, J., Verma, S.B., Billesbach, D.P. *et al.* 1998. Diel variation in methane emission from a mid-latitude prairie wetland: Significance of convective throughflow in *Phragmites australis*. *JGR* 103:28029-28039.

139. King, J.Y., Reeburgh, W.S. et Regli, S.K. 1998. Methane emission and transport by arctic sedges in Alaska: Results of a vegetation removal experiment. *JGR* 103: 29083-29092.

140. Klusman, R.W. et Jakel, M.E. 1998. Natural microseepage of methane to the atmosphere from the Denver-Julesburg basin, Colorado. *JGR* 103: 28041-28045.

141. Kuhlmann, A.J., Worthy, D.E.J., Trivett, N.B.A. *et al.* 1998. Methane emissions from a wetland region within the Hudson Bay Lowland: An atmospheric approach. *JGR* 103: 16009-16016.

142. Lloyd, D., Thomas, K.L., Benstead, J. *et al.* 1998. Methanogenesis and CO_2 exchange in an ombrotrophic peat bog. *Atmos. Env.* 19: 3229-3238.

143. Macdonald, J.A., Fowler, D., Hargreaves, K.J. *et al.* 1998. Methane emission rates from a northern wetland; response to temperature, water table and transport. *Atm. Env.* 32: 3219-3227.

144. McKenzie, C., Schiff, S., Aravena, R. *et al.* 1998. Effect of temperature on production of CH_4 and CO_2 from peat in a natural and flooded boreal forest wetland. *CC* 40: 247-266.

145 Moosavi, S.C. et Crill, P.M. 1998. CH_4 oxidation by tundra wetlands as measured by a selective inhibitor technique. *JGR* 103: 29093-29106.

146. Nykanen, H., Alm, J., Silvola, J. *et al.* 1998. Methane fluxes on boreal peatlands of different fertility and the effect of long-term experimental lowering of the water table on flux rates. *GBC* 12: 53-69.

147. Parton, W.J., Hartman, M., Ojima, D. *et al.* 1998. DAYCENT and its land surface submodel: description and testing. *GPC* 19: 35-48.

148. Reeburgh, W.S., King, J.Y., Regli, S.K. *et al.* 1998. A CH_4 emission estimate for the Kuparuk River basin, Alaska. *JGR* 103: 29005-29013.

149. Reiners, W.A., Keller, M. et Gerow, K.G. 1998. Estimating rainy season nitrous oxide and methane fluxes across forest and pasture landscapes in Costa Rica. *Water, Air, and Soil Pollution* 105: 117-130.

150. Velichko, A.A., Kremenetski, C.V., Borisova, O.K. *et al.* 1998. Estimates of methane emission during the last 125,000 years in Northern Eurasia. *GPC* 16-17: 159-180.

151. Weitz, A.M., Veldkamp, E., Keller, M. *et al.* 1998. Nitrous oxide, nitric oxide, and methane fluxes from soils following clearing and burning of tropical secondary forest. *JGR* 103: 28047-28058.

152. Huang, Y., Sass, R.L. et Fisher Jr., F.M. 1998. A semi-empirical model of methane emission from flooded rice paddy soils. *GCB* 4: 247-268.

153. Huang, Y., Sass, R.L. et Fisher Jr., F.M. 1998. Model estimates of methane emission from irrigated rice cultivation of China. *GCB* 4: 809-822.

154. Khalil, M.A.K. et Rasmussen, R.A. 1998. Using ambient concentrations as proxy for methane flux measurements from rice fields. *Chemosphere* 37: 1197-1205.

155. Khalil, M.A.K., Rasmussen, R.A. et Shearer, M.J. 1998. Flux measurements and sampling strategies: Applications to methane emissions from rice fields. *JGR* 103: 25211-25218.

156. Khalil, M.A.K., Rasmussen, R.A. et Shearer, M.J. 1998. Effects of production and oxidation processes on methane emission from rice fields. *JGR* 103: 25233-25239.

157. Khalil, M.A.K., Rasmussen, R.A., Shearer, M.J. *et al.* 1998. Emissions of methane, nitrous oxide, and other trace gases from rice fields in China. *JGR* 103: 25241-25250.

158. Khalil, M.A.K., Rasmussen, R.A., Shearer, M.J. *et al.* 1998. Factors affecting methane emissions from rice fields. *JGR* 103: 25219-25231.

159. Khalil, M.A.K., Rasmussen, R.A., Shearer, M.J. *et al.* 1998. Measurements of methane emissions from rice fields in China. *JGR* 103: 25181-25210.

160. Li, J., Wang, M. et Chen, D. 1998. Mitigation technologies assessments of methane emission from rice paddies. *Chinese J. of Atmos. Sciences* 22: 183-192.

161. Ratering, S. et Conrad, R. 1998. Effects of short-term drainage and aeration on the production of methane in submerged rice soil. *GCB* 4: 397-407.

162. Watanabe, A. et Kimura, M. 1998. Factors affecting variation in CH_4 emission from paddy soils grown with different rice cultivars: A pot experiment. *JGR* 103: 18947-18952.

163. Bange, H.W., Ramesh,R., Rapsomanikis,S. *et al.* 1998. Methane in surface waters of the Arabian Sea. *GRL* 25:3547-3550.

164. Bergamaschi, P., Lubina,C., Konigstedt,R. *et al.* 1998. Stable isotopic signatures (d13C, dD) of methane from European landfill sites. *JGR* 103:8251-8265.

165. Beswick, K.M., Simpson,T.W., Fowler,D. *et al.* 1998. Methane emissions on large scales. *Atm. Env.* 32:3283-3291.

166. Brocard, D. et Lacaux,J.-P. 1998. Domestic biomass combustion and associated atmospheric emissions in West Africa. *GBC* 12:127-139.

167. Cofer, W.R. III, Winstead,E.L., Stocks,B.J. *et al.* 1998. Crown fire emissions of CO_2, CO, H_2, CH_4 and TNMHC from a dense jack pine boreal forest fire. *GRL* 25:3919-3922.

168. Kaharabata, S.K., Schuepp, P.H. et Desjardins, R.L. 1998. Methane emissions from aboveground open manure slurry tanks. *GBC* 12: 545-554.

169. Phelps, A.R., Peterson, K.M. et Jeffries, M.O. 1998. Methane efflux from high-latitude lakes during spring ice melt. *JGR* 103: 29029-29036.

170. Rivkin, F.M. 1998. Release of methane from permafrost as a result of global warming and other disturbances. *Polar Geography* 22: 105-118.

2.3 Hémioxyde d'azote

171. Butler, J.H., Elkins, J.W., Montzka, S.A. *et al.* Nitrous Oxide and Halocompounds, in *Climate Monitoring and Diagnostics Laboratory Summary Report No. 24:1996-1997* , D.J.Hofmann, J.T.Peterson and R.M.Rosson (eds), CMDL Report No.24:91-121.

172. Bouwman, A.F. 1998. Nitrogen Oxides and tropical agriculture. Nature 392:866-867.

173. Galloway, J.N. 1998. The global nitrogen cycle: changes and consequences. *Environmental Pollution* 102: 15-24.

174. Kammann, C., Grunhage, L., Muller, C. *et al.* 1998. Seasonal variability and mitigation options for N_2O emissions from differently managed grasslands. *Environmental Pollution* 102: 179-186.

175. Kroeze, C. et Seitzinger, S.P. 1998. The impact of land use on N_2O emissions from watersheds draining into the Northeastern Atlantic Ocean and European Seas. *Environmental Pollution* 102: 149-158.

176. Muhlherr, I.H. et Hiscock, K.M. 1998. Nitrous oxide production and consumption in British limestone aquifers. *J. Hydrology* 211: 126-139.

177. Olivier, J.G.J., Bouwman, A.F., Van der Hoek, K.W. *et al.* 1998. Global air emission inventories for anthropogenic sources of No_x, NH_3 and N_2O in 1990. *Environmental Pollution* 102: 135-148.

178. Pleijel, H., Sild, J., Danielsson, H. *et al.* 1998. Nitrous oxide emissions from a wheat field in response to elevated carbon dioxide concentration and open-top chamber enclosure. *Environmental Pollution* 102: 167-171.

179. Skiba, U.M., Sheppard, L.J., Macdonald, J. *et al.* 1998. Some key environmental variables controlling nitrous oxide emissions from agricultural and semi-natural soils in Scotland. *Atm. Env.* 32: 3311-3320.

180. Skiba, U., Sheppard, L., Pitcairn, C.E.R. *et al.* 1998. Soil nitrous oxide and nitric oxide emissions as indicators of elevated atmospheric N deposition rates in seminatural ecosystems. *Environmental Pollution* 102: 457-461.

181. Smith, K.A., Thomson, P.E., Clayton, H. *et al.* 1998. Effects of temperature, water content and nitrogen fertilisation on emissions of nitrous oxide by soils. *Atm. Env.* 32: 3301-3309.

182. Suratno, W., Murdiyarso, D., Suratmo, F.G. *et al.* 1998. Nitrous oxide flux from irrigated rice fields in West Java. *Environmental Pollution* 102: 159-166.

183. Veldkamp, E., Keller, M. et Nunez, M. 1998. Effects of pasture management on N_2O and NO emissions from soils in the humid tropics of Costa Rica. *GBC* 12: 71-79.

184. Plant, R.A.J. 1998. GIS-based extrapolation of land use-related nitrous oxide flux in the Atlantic zone of Costa Rica. *Water, Air, and Soil Pollution* 105: 131-141.

185. Dore, J.E., Popp, B.N., Karl, D.M. *et al.* 1998. A large source of atmospheric nitrous oxide from subtropical North Pacific surface waters. *Nature* 396:63-66.

186. Naqvi, S.W.A., Yoshinari, T., et Jayakumar, DA. 1998. Budgetary and biogeochemical implications of N_2O isotope signatures in the Arabian Sea. *Nature* 394: 462-464.

2.4 Halocarbures

187. Engel, A., Schmidt, U. et McKenna, D. 1998. Stratospheric trends in CFC-12 over the past two decades: Recent observational evidence of declining growth rates. *GRL* 25:3319-3322.

188. Good, D.A. et Francisco, J.S. 1998. Lifetimes and global warming potentials for dimethyl ether and for fluorinated ethers: CH3OCF3 (E143a), CHF2OCHF2 (E134), CHF2OCF3 (E125). *JGR* 103: 28181-28186.

189. Harnisch, J. et Eisenhauer, A. 1998. Natural CF_4 and SF_6 on Earth. *GRL* 25: 2401-2404.

2.5 Ozone

190. Chakrabarty, D.K., Peshin, S.K., Pandya, K.V. *et al.* 1998. Long-term trend of ozone column over the Indian region. *JGR* 103:19,245-19,251.

191. Hogrefe, C., Rao, S.T. et Zurbenko, I.G. 1998. Detecting trends and biases in time series of ozonesonde data. *Atm. Env.* 32: 2569-2586.

192. Langford, A.O., O'Leary, T.J., Masters, C.D. *et al.* 1998. Modulation of middle and upper tropospheric ozone at Northern mid-latitudes by the El Niño/Southern Oscillation. *GRL* 25: 2667-2670.

193. Lee, S., Akimoto, H., Nakane, H. *et al.* 1998. Lower tropospheric ozone trend observed in 1989-1997 at Okinawa, Japan. *GRL* 25: 1637-1640.

194. Munro, R., Siddans, R., Reburn, W.J. *et al.* 1998. Direct measurement of tropospheric ozone distributions from space. *Nature* 392: 168-171.

195. Brace, S. et Peterson,D.L. 1998. Spatial patterns of tropospheric ozone in the Mount Rainier region of the Cascade Mountains, U.S.A. *Atm. Env.* 32:3629-3637.

196. Brasseur, G.P., Hauglustaine,D.A., Walters,S. *et al.* 1998. MOZART, a global chemical transport model for ozone and related chemical tracers 1. Model description. *JGR* 103:28265-28289.

197. Brassuer, G.P., Kiehl, J.T., Muller, J-F., *et al.* 1998. Past and future changes in global tropospheric ozone: Impact on radiative forcing. *GRL* 25:3807-3810.

198. Jonquieres, I., Marenco, A., Maalej, A. *et al.* 1998. Study of ozone formation and transatlantic transport from biomass burning emissions over West Africa during the airborne Tropospheric Ozone Campaigns TROPOZ I and TROPOZ II. *JGR* 103: 19059-19073.

199. Krol, M., van Leeuwen, P.J. et Lelieveld, J. 1998. Global OH trend inferred from methylchloroform measurements. *JGR* 103: 10697-10711.

200. Mauzerall, D.L., Logan, J.A., Jacob, D.J. *et al.* 1998. Photochemistry in biomass burning plumes and implications for tropospheric ozone over the tropical South Atlantic. *JGR* 103: 8401-8423.

201. Poppe, D., Koppmann, R. et Rudolph, J. 1998. Ozone formation in biomass burning plumes: Influence of atmospheric dilution. *GRL* 25: 3823-3826.

202. Wang, Y. and Jacob, D.J. 1998. Anthropogenic forcing on tropospheric ozone and OH since preindustrial times. *JGR* 103: 31123-31135.

203. Baray, J.L., Ancellet, G., Taupin, F.G. *et al.* 1998. Subtropical tropopause break as a possible stratospheric source of ozone in the tropical troposphere. *J. Atm. And Solar-Terrrestrial Physics* 60: 27-36.

204. Brasseur, G.P., Cox, R.A., Hauglustaine, D. *et al.* 1998. European scientific assessment of the atmospheric effects of aircraft emissions. *Atm. Env.* 32:2329-2418.

205. Brunner, D., Staehelin, J. et Jeker, D. 1998. Large-scale nitrogen oxide plumes in the tropopause region and implications for ozone. *Science* 282:1305-1309.

206. Cooper, O.R., Moody, J.L., Davenport, J.C. *et al.* 1998. Influence of springtime weather systems on vertical ozone distributions over three North American sites. *JGR* 103:22001-22013.

207. Dameris, M., Grewe, V., Kohler, I. *Et al.* 1998. Impact of aircraft NOx on tropospheric and stratospheric ozone. Part II: 3-D model results. *Atm. Env.* 32:3185-3199.

208. Groob, J., Bruhl, C. et Peter, T. 1998. Impact of aircraft emissions on tropospheric and stratospheric ozone. Part I: Chemistry and 2-D model results. *Atm. Env.* 32(18): 3173-3184.

209. James, P.M. 1998. A climatology of ozone mini-holes over the northern hemisphere. *Int. J. Climatol.*. 18: 1287-1303.

210. Monks, P.S., Carpenter, L.J., Penkett, S.A. *et al.* 1998. Fundamental ozone photochemistry in the remote marine boundary layer: The SOAPEX experiment, measurement and theory. *Atm. Env.* 32: 3647-3664.

211. Pearce, F. 1998. Air emergency. *New Scientist* 158: 4.

212. Wang, P.-H., Cunnold, D.M., Zawodny, J.M. *et al.* 1998. Seasonal ozone variations in the isentropic layer between 330 and 380 K as observed by SAGE II: Implications of extratropical cross-tropopause transport. *JGR* 103: 28647-28659.

213. Dameris, M., Grewe,V., Hein,R. *et al.* 1998. Assessment of the future development of the ozone layer. *GRL* 25:3579-3582.

2.6 Aérosols

214. Asaturov, M.L. 1998. An anthropogenic increase of the stratospheric aerosol layer. *Russian Meteorology and Hydrology* 2:17-23.

215. De Silva, S.L. et Zielinski,G.A. 1998. Global influence of the AD1600 eruption of Huaynaputina, Peru. *Nature* 393:455-458.

216. Deshler, T. et Oltmans,S.J. 1998. Vertical profiles of volcanic aerosol and polar stratospheric clouds above Kiruna, Sweden: Winters 1993 and 1995. *J. Atmospheric Chemistry* 30:11-23.

217. Di Sarra, A., Bernardini, L., Cacciani, M. *et al.* 1998. Stratospheric aerosols observed by lidar over northern Greenland in the aftermath of the Pinatubo eruption. *JGR* 102: 13,873-13,891.

218. Bahrmann, C.P. et Saxena,V.K. 1998. Influence of air mass history on black carbon concentrations and regional climate forcing in southeastern United States. *JGR* 103:23153-23161.

219. Dibb, J.E., Talbot, R.W. et Loomis, M.B. 1998. Tropospheric sulfate distribution during SUCCESS: Contributions from jet exhaust and surface sources. *GRL* 25:1375-1378.

220. Gettelman, A. 1998. The evolution of aircraft emissions in the stratosphere. *GRL* 25: 2129-2132.

221. Hofmann, D.J., Stone, R.S., Wood, M.E. *et al.* 1998. 1998. An analysis of 25 years of balloonborne aerosol data in search of a signature of the subsonic commercial aircraft fleet. *GRL* 25: 2433-2436.

222. Isaac, G.A., Banic, C.M., Leaitch, W.R. *et al.* 1998. Vertical profiles and horizontal transport of atmospheric aerosols and trace gases over central Ontario. *JGR* 103: 22015-22037.

223. Roelofs, G.-J., Lelieveld, J. et Ganzeveld, L. 1998. Simulation of global sulfate distribution and the influence on effective cloud drop radii with a coupled photochemistry-sulfur cycle model. *Tellus* 50: 224-242.

224. Chin, M., Rood, R.B., Allen, D.J. *et al.* 1998. Processes controlling dimethylsulfide over the ocean: Case studies using a 3-D model driven by assimilated meteorological fields. *JGR* 103:8341-8353.

225. Curran, M.A., Jones, G.B. et Burton, H. 1998. Spatial distribution of dimethylsulfide and dimethylsulfoniopropionate in the Australasian sector of the Southern Ocean. *JGR* 103:16677-16689.

226. De Bruyn, W.J., Bates, T.S., Cainey, J.M. *et al.* 1998. Shipboard measurements of dimethyl sulfide and SO_2 southwest of Tasmania during the first Aerosol Characterization Experiment (ACE 1). *JGR* 103:16703-16711.

227. Jones, G.B., Curran, M.A.J., Swan, H.B. *et al.* 1998. Influence of different water masses and biological activity on dimethylsulphide and dimethylsulphoniopropionate in the subantarctic zone of the Southern Ocean during ACE 1. *JGR* 103: 16691-16701.

228. Dwyer, E., Gregoire,J.-M. et Malingreau,J.-P. 1998. A global analysis of vegetation fires using satellite images: Spatial and temporal dynamics. *Ambio* 27:175-181.

229. Kavouras, I.G., Mihalopoulos, N. et Stephanou, E.G. 1998. Formation of atmospheric particles from organic acids produced by forests. *Nature* 395: 683-686.

230. Zdanowicz, C.M., Zielinski, G.A. et Wake, C.P. 1998. Characteristics of modern atmospheric dust deposition in snow on the Penny Ice Cap, Baffin Island, Arctic Canada. *Tellus* 50B: 506-520.

3.0 FORÇAGE RADIATIF

3.1 Forçages anthropiques

231. Fleming, J.R. 1998. Arrhenius and Current Climate Concerns: Continuity or a 100-Year Gap? *EOS, Transactions, American Geophysical Union* 79: 405, 409-410.

232. Myhre, G., Highwood, E.J., Shine, K.P. *et al.* 1998. New estimates of radiative forcing due to well mixed greenhouse gases. *GRL* 25: 2715-2718.

233. Polyakov, A.V., Timofeev, Y.M., Tonkov, M.V. *et al.* 1998. Effect of line mixing on transmission functions in O_3 and CH_4 absorption bands. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics* 34: 328-333.

234. Polyakov, A.V., Timofeev, Y.M., Tonkov, M.V. *et al.* 1998. Effect of spectral line mixing on atmospheric transmission functions in CO_2 absorption bands. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics* 34: 357-367.

235. Ramanathan, V. 1998. Trace-gas greenhouse effect and global warming. *Ambio* 27: 187-197.

236. Johnston, H. and Kinnison, D. 1998. Methane photooxidation in the atmosphere: Contrast between two methods of analysis. *JGR* 103: 21967-21984.

237. Haywood, J.M., Schwarzkopf, M.D. et Ramaswamy, V. 1998. Estimates of radiative forcing due to modeled increases in tropospheric ozone. *JGR* 103: 16999-17007.

238. Stevenson, D.S., Johnson, C.E., Collins, W.J. *et al.* 1998. Evolution of tropospheric ozone radiative forcing. *GRL* 25: 3819-3822.

239. Wang, C., Prinn, R.G. et Sokolov, A. 1998. A global interactive chemistry and climate model: Formulation and testing. *JGR* 103: 3399-3417.

240. Chen, Y.J., Zhang, H et Bi,X. 1998. Numerical experiment for the impact of the ozone hole over Antarctica on the global climate. *Advances in Atmospheric Sciences* 15:300-311.

241. Christopher, S.A., Wang,M., Berendes,T.A. *et al.* 1998. The 1985 biomass burning season in South America: Satellite remote sensing of fires, smoke, and regional radiative energy budgets. *J. Applied Meteorology* 37:661-678.

242. Ferek, R.J., Hegg, D.A., Hobbs, P.V. *et al.* 1998. Measurements of ship-induced tracks in clouds off the Washington coast. *JGR* 103: 23199-23206.

243. Jayaraman, A., Lubin, D., Ramachandran, S. *et al.* 1998. Direct observations of aerosol radiative forcing over the tropical Indian Ocean during the January-February 1996 pre-INDOEX cruise. *JGR* 103: 13827-13836.

244. Li, Z. et Kou, L. 1998. The direct radiative effect of smoke aerosols on atmospheric absorption of visible sunlight. *Tellus* 50: 543-554.

245. Li, S.-M., Strawbridge, K.B., Leaitch, W.R. *et al.* 1998. Aerosol backscattering determined from chemical and physical properties and lidar observations over the east coast of Canada. *GRL* 25: 1653-1656.

246. Menon, S. et Saxena, V.K. 1998. Role of sulfates in regional cloud-climate interactions. *Atmospheric Research* 47-48: 299-315.

247. Parameswaran, K., Rajan, R., Vijayakumar, G. *et al.* 1998. Seasonal and long term variations of aerosol content in the atmospheric mixing region at a tropical station on the Arabian sea-coast. *J. Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics* 60: 17-25.

248. Rozanov, E.V., Egorova, T.A. et Nagurnyi, A.P. 1998. Investigation of the effect of aerosol particles on surface inversion layer parameters in the Arctic. *Russian Meteorology and Hydrology* 2: 10-16.

249. Saxena, V.K. et Yu, S. 1998. Searching for a regional fingerprint of aerosol radiative forcing in the southeastern US. *GRL* 25: 2833-2836.

250. Andronache, C., Donner, L.J., Ramaswamy, V. *et al.* 1998. The effects of atmospheric sulfur on the radiative properties of convective clouds: a limited area modeling study. *GRL* 25:1423-1426.

251. Boucher, O., Schwartz, S.E., Ackerman, T.P. *et al.* 1998. Intercomparison of models representing direct shortwave forcing by sulfate aerosols. *JGR* 103:16,979-16,998.

252. Cusack, S., Slingo, A., Edwards, J.M. *et al.* 1998. The radiative impact of a simple aerosol climatology on the Hadley Centre atmospheric GCM. *Q.J.R. Meteorol. Soc.* 124:2517-2526.

253. Hess, M., Koepke, P. et Schult,I. 1998. Optical properties of aerosols and clouds: the software package OPAC. *BAMS* 79:831-844.

254. Koloutsou-Vakakis, S., Rood, M.J., Nenes, A. *et al.* 1998. Modeling of aerosol properties related to direct climate forcing. *JGR* 103: 17009-17032.

255. Langmann, B., Herzog, M. et Graf, H.-F. 1998. Radiative forcing of climate by sulfate aerosols as determined by a Regional Circulation Chemistry Transport Model. *Atmos. Env.* 32: 2757-2768.

256.. Pilinis, C. et Xu, L. 1998. Particle shape and internal inhomogeneity effects on the optical properties of tropospheric aerosols of relevance to climate forcing. *JGR* 103: 3789-3800.

257. Qian, Y., Wan, H., Fu, C. *et al.* 1998. Seasonal and spatial variation and radiative effects of anthropogenic sulfate aerosol. *Advances in Atmos. Sci.* 15: 380-392.

258. Haywood, J.M. et Ramaswamy, V. 1998. Global sensitivity studies of the direct radiative forcing due to anthropogenic sulfate and black carbon aerosols. *JGR* 103: 6043-6058.

259. Jacobson, M.Z. 1998. Studying the effects of aerosols on vertical photolysis rate coefficient and temperature profiles over an urban airshed. *JGR* 103: 10593-10604.

260. Le Treut, H., Forichon, M., Boucher, O. *et al.* 1998. Sulfate aerosol indirect effect and CO_2 greenhouse forcing: Equilibrium response of the LMD GCM and associated cloud feedbacks. *J. Climate* 11: 1673-1684.

261. Liao, H. et Seinfeld, J.H. 1998. Effect of clouds on direct aerosol radiative forcing of climate. *JGR* 103: 3781-3788.

262. Myhre, G., Stordal, F., Restad, K. *et al.* 1998. Estimation of the direct radiative forcing due to sulfate and soot aerosols. *Tellus* 50: 463-477.

263. Pan, W., Tatang, M.A., McRae, G.J. *et al.* 1998. Uncertainty analysis of indirect radiative forcing by anthropogenic sulfate aerosols. *JGR* 103: 3815-3823.

264. Penner, J.E., Chuang, C.C. et Grant, K. 1998. Climate forcing by carbonaceous and sulfate aerosols. *CD* 14: 839-851.

265. Rajeevan, M. 1998. Model calculations of non-cloud radiative forcing due to anthropogenic sulphate aerosol. *Mausam* 49: 45-58.

266. West, J.J., Pilinis, C., Nenes, A. *et al.* 1998. Marginal direct climate forcing by atmospheric aerosols. *Atm. Env.* 32: 2531-2542.

3.2 Forçages naturels

267. Lindzen, R.S. et Giannitsis, C. 1998. On the climatic implications of volcanic cooling. *JGR* 103: 5929-5941.

268. Nair, P.R. et Moorthy, K.K. 1998. An analysis of the effects of Mount Pinatubo aerosols on atmospheric radiances. *Int. J. Remote Sensing* 19: 697-705.

269. Salinger, M.J. 1998. New Zealand climate: The impact of major volcanic eruptions. *Weather and Climate* 18: 11-20.

270. Stenchikov, G.L., Kirchner, I., Robock, A. *et al.* 1998. Radiative forcing from the 1991 Mount Pinatubo volcanic eruption. *JGR* 103: 13837-13857.

271. Alpert, P., Kaufman,Y.J., Shay-El,Y. *et al.* 1998. Quantification of dust-forced heating of the lower troposphere. *Nature* 395:367-370.

272. Claquin, T., Schulz,M., Balkanski,Y. *et al.* 1998. Uncertainties in assessing radiative forcing by mineral dust. *Tellus* 50B:491-505.

273. Miller, R.L. et Tegen, I. 1998. Climate response to soil dust aerosols. *J. Climate* 11: 3247-3267.

274. Schollaert, S.E. et Merrill, J.T. 1998. Cooler sea surface west of the Sahara Desert correlated to dust events. *GRL* 25: 3529-3532.

275. Sokolik, I.N., Toon, O.B. et Bergstrom, R.W. 1998. Modeling the radiative characteristics of airborne mineral aerosols at infrared wavelengths. *JGR* 103: 8813-8826.

276. Bates, T.S., Huebert,B.J., Gras,J.L. *et al.* 1998. International Global Atmospheric Chemistry (IGAC) Project's first Aerosol Characterization Experiment (ACE 1): Overview. *JGR* 103:16297-16318

277. Betts, A.K. 1998. Climate-convection feedbacks: some further issues. *CC* 39:35-38.

278. Hatzianastassiou, N., Wobrock, W. et Flossmann, A. 1998. The effect of cloud-processing of aerosol particles on clouds and radiation. *Tellus* 50B: 478-490.

279. Shaw, G.E., Benner, R.L., Cantrell, W. *et al.* 1998. On the regulation of climate: A sulfate particle feedback loop involving deep convection. *CC* 39: 23-33.

280. Baranyi T., Ludmany,A. et Coffey,H. 1998. 22 year solar modulation of Earth's hemispheric temperature. *GRL* 25:2269-2272.

281. Bucha, V. et Bucha,V. Jr. 1998. Geomagnetic forcing of changes in climate and in the atmospheric circulation. *J. Atm. And Solar-Terrestrial Physics* 60:145-169.

282. Hanna, E. 1998. Solar-driven global warming. *J. Meteorology* 23: 131-133.

283. Kuhn, J.R, Bush, R.I., Scheick, X. *et al.* 1998. The Sun's shape and brightness. *Nature* 392: 155-157.

284. Landscheidt, T. 1998. Solar activity: A dominant factor in climatic dynamics. *Energy & Environment* 9: 683-716.

285. Lawrence, J.K. et Ruzmaikin, A.A. 1998. Transient solar influence on terrestrial temperature fluctuations. *GRL* 25:159-162.

286. Lean, J. et Rind,D. 1998. Climate forcing by changing solar radiation. *J. Climate* 11:3069-3094.

287. Xin, G.J. et Liang, F. 1998. Effect of slight change in solar constant on climate. *Chinese J. Atmospheric Sciences* 22: 172-182.

288. Zhou, K. et Butler, C.J. 1998. A statistical study of the relationship between the solar cycle length and tree-ring index values. J. *Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics* 60:1711-1718.

4.0 MODÉLISATION DU CLIMAT

4.1 Processus propres aux modèles du climat

289. Chaboureau, J.-P., Chedin,A. et Scott,N.A. 1998. Relationship between sea surface temperature, vertical dynamics, and the vertical distribution of atmospheric water vapour inferred from TOVS observations. *JGR* 103:23173-23180.

290. Chen, M., Rood,R.B. et Read,W.G. 1998. Upper tropospheric water vapor from GEOS reanalysis and UARS MLS observation. *JGR* 103:19587-19594.

291. Ho, C., Chou, M., Suarez, M. *et al.* 1998. Comparison of model-calculated and ERBE-retrieved clear-sky outgoing longwave radiation. *JGR* 103: 11529-11536.

292. Hu, H. et Liu, W.T. 1998. The impact of upper tropospheric humidity from Microwave Limb Sounder on the midlatitude greenhouse effect. *GRL* 25: 3151-3154.

293. Li, Z. et Navon, I.M. 1998. Adjoint sensitivity of the Earth's radiation budget in the NCEP medium-range forecasting model. *JGR* 103: 3801-3814.

294. Rind, D. 1998. Just add water vapor. *Science* 281: 1152-1153.

295. Slingo, A., Pamment, J.A. et Webb, M.J. 1998. A 15-year simulation of the clear-sky greenhouse effect using the ECMWF Reanalyses: Fluxes and comparisons with ERBE. *J. Climate* 11: 690-708.

296. Xue, Y., Lawrence, S.P., Llewellyn-Jones, D.T. *et al.* 1998. On the earth 's surface energy exchange determination from ERS satellite ATSR data. Part I: Long-wave radiation. *Int. J. Remote Sensing* 19: 2561-2583.

297. Yang, H. et Tung, K.K. 1998. Water vapor, surface temperature, and the greenhouse effect – A statistical analysis of tropical-mean data. *J. Climate* 11: 2686-2697.

298. Chun, H.-Y. et Baik, J.-J. 1998. Momentum flux by thermally induced internal gravity waves and its approximation for large-scale models. *J. Atmospheric Sciences* 55:3299-3310.

299. Gershunov, A., Michaelsen, J. et Gautier, C. 1998. Large-scale coupling between the tropical greenhouse effect and latent heat flux via atmospheric dynamics. *JGR* 103: 6017-6031.

300. Maliekal, J.A. 1998. Feedback relations and causal orders between sea surface temperature and convection within the western Pacific warm pool. *GRL* 25: 2193-2196.

301. McLandress, C. 1998. On the importance of gravity waves in the middle atmosphere and their parameterization in general circulation models. *J. Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics* 60: 1357-1383.

302. Chen, J.L., Wilson, C.R., Chambers, D.P. *et al.* 1998. Seasonal global water mass budget and mean sea level variations. *GRL* 25:3555-2558.

303. Conant, W.C., Vogelmann,A.M. et Ramanthan,V. 1998. The unexplained solar absorption and atmospheric H_2O: a direct test using clear sky radiation. *Tellus* 50A:525-533.

304. Fu, Q., Lesins, G., Higgins, J. *et al.* 1998. Broadband water vapor absorption of solar radiation tested using ARM data. *GRL* 25: 1169-1172.

305. Halthore, R.N., Nemesure, S., Schwartz, S.E. *et al.* 1998. Models overestimate diffuse clear-sky surface irradiance: A case for excess atmospheric absorption. *GRL* 25: 3591-3594.

306. Hauglustaine, D.A., Brasseur, G.P., Walters, S. *et al.* 1998. MOZART, a global chemical transport model for ozone and related chemical tracers: 2. Model results and evaluation. *JGR* 103(D21): 28291-28335.

307. Jing, X. et Cess, R.D. 1998. Comparison of atmospheric clear-sky shortwave radiation models to collocated satellite and surface measurements in Canada. *JGR* 103: 28817-28824.

308. Kondratyev, K.Y., Binenko, V.I. et Melnikova, I.N. 1998. Absorption of solar radiation by clouds and aerosols in the visible wavelength region. *Meteorol. Atmos. Phys.* 65: 1-10.

309. O'Hirok, W. et Gautier, C. 1998. A three-dimensional radiative transfer model to investigate the solar radiation within a cloudy atmosphere. Part II: Spectral effects. *J. Atmos. Sci.* 55: 3065-3076.

310. Plakhina, I.N., Repina, I.A. et Gorchakova, I.A. 1998. Comparison between measured and calculated radiation fluxes reaching the earth 's surface. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics* 34: 112-119.

311. Soden, B.J. et Ramaswamy, V. 1998. Variations in atmosphere-ocean solar absorption under clear skies: A comparison of observations and models. *GRL* 25: 2149-2152.

312. Solomon, S., Portmann, R.W., Sanders, R.W. *et al.* 1998. Absorption of solar radiation by water vapor, oxygen, and related collision pairs in the Earth's atmosphere. *JGR* 103: 3847-3858.

313. Wild, M. et Liepart, B. 1998. Excessive transmission of solar radiation through the cloud-free atmosphere in GCMs. *GRL* 25: 2165-2168.

314. Zhang, M.H., Lin, W.Y. et Kiehl, J.T. 1998. Bias of atmospheric shortwave absorption in the NCAR Community Climate Models 2 and 3: Comparison with monthly ERBE/GEBA measurements. *JGR* 103:8919-8925.

315. Aguilera, M.C. 1998. Clouds. Scripps Institute of Oceanography ??:19-25.

316. Chou, M.-D., Zhao, W. et Chou, S.-H. 1998. Radiation budgets and cloud radiative forcing in the Pacific warm pool during TOGA COARE. *JGR* 103:16,967-16,977.

317. Chylek, P. et Wong, J.G. 1998. Cloud radiative forcing ratio: An analytical model. *Tellus* 50A:259-264.

318. Francis, P.N., Hignett, P. et Macke, A. 1998. The retrieval of cirrus cloud properties from aircraft multi-spectral reflectance measurements during EUCREX '93. *Quarterly J. Royal Meteorological Soc.* 124: 1273-1291.

319. Fu, Q., Yang, P. et Sun, W.B. An accurate parameterization of the infrared radiative properties of cirrus clouds for climate models. *J. Climate* 11: 2223-2237.

320. Grabowski, W.W. 1998. Toward cloud resolving modeling of large-scale tropical circulations: A simple cloud microphysics parameterization. *J. Atmospheric Sciences* 55: 3283-3298.

321. Heymsfield, A.J., McFarquhar, G.M., Collins, W.D. *et al.* 1998. Cloud properties leading to highly reflective tropical cirrus: Interpretations from CEPEX, TOGA COARE, and Kwajalein, Marshall Islands. *JGR* 103(D8): 8805-8812.

322. Liou, K.N., Yang, P., Takano, Y. *et al.* 1998. On the radiative properties of contrail cirrus *GRL* 25: 1161-1164.

323. Marshak, A. et Davis, A., Wiscombe, W. *et al.* 1998. Biases in shortwave column absorption in the presence of fractal clouds. *J. Climate* 11: 431-446.

324. Stewart, R.E., Szeto, K.K., Reinking, R.F. *et al.* 1998. Midlatitude cyclonic cloud systems and their features affecting large scales and climate. *Reviews of Geophysics* 36: 245-273.

325. Tselioudis, G., Delgenio, A.D., et Kovari, Jr., W. 1998. Temperature dependence of low cloud optical thickness in the GISS GCM: Contributing mechanisms and climate implications. *J. Climate* 11: 3268-3281.

326. Wild, M., Ohmura, A., Gilgen, H. *et al.* 1998. The disposition of radiative energy in the global climate system: GCM-calculated versus observational estimates. *CD* 14: 853-869.

327. Rosenfield, J.E., Considine, D.B., Schoeberl, M.R. *et al.* 1998. The impact of subvisible cirrus clouds near the tropical tropopause on stratospheric water vapor. *GRL* 25: 1883-1886.

328. Sausen, R., Gierens, K., Ponater, M. *et al.* 1998. A diagnostic study of the global distribution of contrails Part I: Present day climate. *Theor. Appl. Climatol.* 61: 127-141.

329. Schulz, J. 1998. On the effect of cloud inhomogeneity an area averaged radiative properties of contrails. *GRL* 25: 1427-1430.

330. Seinfeld, J.H. 1998. Clouds, contrails and climate. *Nature* 391: 837-838.

331. Smith, W.L., Ackerman, S., Revercomb, H. *et al.* 1998. Infrared spectral absorption of nearly invisible cirrus clouds. *GRL* 25: 1137-1140.

332. Wyser, K. et Strom, J. 1998. A possible change in cloud radiative forcing due to aircraft exhaust. *GRL* 25: 1673-1676.

333. Lubin, D., Chen, B., Bromwich, D.H. 1998. The impact of Antarctic cloud radiative properties on a GCM climate simulation. *J. Climate* 11: 447-462.

334. Oroud, I.M. et Nasrallah, H.A. 1998. Incoming longwave radiation enhancement by cloud cover. *Physical Geography* 19: 256-270.

335. Walden, V.P., Warren, S.G. et Murcray, F.J. 1998. Measurements of the downward longwave radiation spectrum over the Antarctic Plateau and comparisons with a line-by-line radiative transfer model for clear skies. *JGr* 103: 3825-3846.

336. Walsh, J.E. et Chapman, W.L. 1998. Arctic cloud-radiation-temperature associations in observational data and atmospheric reanalyses. *J. Climate* 11: 3030-3045.

337. Kim, Y.-J., Farrara, J.D. et Mechoso, C.R. 1998. Sensitivity of AGCM simulations to modifications in the ozone distribution and refinements in selected physical parameterizations. *J. Meteorological Society of Japan* 76: 695-709.

338. Ramstein, G., Serafini-Le Treut, Y., Le Treut, H. 1998. Cloud processes associated with past and future climate changes. *CD* 14: 233-247.

339. Wang, J. et Rossow, W.B. 1998. Effects of cloud vertical structure on atmospheric circulation in the GISS GCM. *J. Climate* 11: 3010-3029.

340. Frisius, T., Lunkeit, F., Fraedrich, K. *et al.* 1998. Storm-track organization and variability in a simplified atmospheric global circulation model. *Quart. J. Royal Met.Soc.* 124(548): 1019-1043.

341. Huang, J., Higuchi, K. et Shabbar, A. 1998. The relationship between the North Atlantic Oscillation and El Niño-Southern Oscillation. *GRL* 25: 2707-2710.

342. Kuang, Z., Jiang, Y. et Yung, Y.L. 1998. Cloud optical thickness variations during 1983-1991: Solar cycle or ENSO? *GRL* 25: 1415-1417.

343. Bar-Eli, K. et Field,R.J. 1998. Earth-average temperature: A time delay approach. *JGR* 103:25949-25956.

344. Norris, J.R. 1998. Low cloud type over the ocean from surface observations. Part I: Relationship to surface meteorology and the vertical distribution of temperature and moisture. *J. Climate* 11: 369-382.

345. Avissar, R. 1998. Which type of soil-vegetation-atmosphere transfer scheme is needed for general circulation models: a proposal for a higher-order scheme. *J. Hydrology* 212-213:136-154.

346. Brutsaert, W. 1998. Land-surface water vapor and sensible heat flux: Spatial variability, homogeneity, and measurement scales. *Water Resources Research* 34:2433-2442.

347. Derksen, C., LeDrew,E. et Goodison,B. 1998. SSM/I derived snow water equivalent data: The potential for investigating linkages between snow cover and atmospheric circulation. *Atmosphere-Ocean* 36:95-117.

348. Ellis, A.W. et Leathers,D.J. 1998. The effects of a discontinuous snow cover on lower atmospheric temperature and energy flux patterns. *GRL* 25:2161-2164.

349. Kim, C.P. et Entekhabi, D. 1998. Feedbacks in the land-surface and mixed-layer energy budgets. *Boundary-Layer Meteorology* 88: 1-21.

350. Slater, A.G., Pitman, A.J. et Desborough, C.E. 1998. Simulation of freeze-thaw cycles in a general circulation model land surface scheme. *JGR* 103: 11303-11312.

351. Loth, B. et Graf, H.-F. 1998. Modeling the snow cover in climate studies: 1. Long-term integrations under different climatic conditions using a multilayered snow-cover model. *JGR* 103: 11313-11327.

352. Loth, B. et Graf, H.-F. 1998. Modeling the snow cover in climate studies: 2. The sensitivity to internal snow parameters and interface processes. *JGR* 103: 11329-11340.

353. Martin, P.H. 1998. Land-surface characterization in climate models: biome-based parameter inference is not equivalent to local direct estimation. *J. Hydrology* 212-213: 287-303.

354. McFadden, J.P., Chapin, III, F.S. et Hollinger, D.Y. 1998. Subgrid-scale variability in the surface energy balance of arctic tundra. *JGR* 103: 28947-28961.

355. McKenzie, R.L., Paulin, K.J. et Madronich, S. 1998. Effects of snow cover on UV irradiance and surface albedo: A case study. *JGR* 103: 28785-28792.

356. Pielke, R.A.Sr, Avissar, R., Raupach, M. *et al.* 1998. Interactions between the atmosphere and terrestrial ecosystems: influence on weather and climate. *GCB* 4: 461-475.

357. Prata, A.J., Grant, I.F., Cechet, R.P. *et al.* 1998. Five years of shortwave radiation budget measurements at a continental land site in southeastern Australia. *JGR* 103: 26093-26106.

358. Robock, A., Schlosser, C.A., Yinnikov, K.Y. *et al.* 1998. Evaluation of the AMIP soil moisture simulations. *GPC* 19: 181-208.

359. Acs, F. et Hantel,M. 1998. The land-surface flux model PROGSURF. *GPC* 19:19-34.

360. Bonan, G.B. 1998. 1998. The land surface climatology of the NCAR Land Surface Model coupled to the NCAR Community Climate Model. *J. Climate* 11:1307-1326.

361. Ciret, C. et Henderson-Sellers,A. 1998. Sensitivity of ecosystem models to the spatial resolution of the NCAR Community Climate Model CCM2. *CD* 14:409-429.

362. Clausen, M. 1998. On multiple solutions of the atmosphere-vegetation system in present-day climate. *GCB* 4:549-559.

363. Coe, M.T. 1998. A linked global model of terrestrial hydrologic processes: Simulation of modern rivers, lakes and wetlands. *JGR* 103:8885-8899.

364. Colello, G.D., Grivet,C., Sellers,P.J. *et al.* 1998. Modeling of energy, water and CO_2 flux in a temperate grassland ecosystem with SiB2: May-October 1987. *J. of the Atm. Sciences* 55:1141-1169.

365. Cox, P.M., Huntingford,C. et Harding,R.J. 1998. A canopy conductance and photosynthesis model for use in a GCM land surface scheme. *J. Hydrology* 212/213:79-94.

366. Dai, Y., Xue,F. et Zeng,Q. 1998. A land surface model (IAP94) for climate studies Part II: implementation and preliminary results of coupled model with IAP GCM. *Advances in Atmospheric Sciences* 15:47-?.

367. Desborough, C.E. et Pitman,A.J. 1998. The BASE land surface model. *GPC* 19:3-18.

368. Dickinson, R.E., Shaikh,M., Bryant,R. *et al.* 1998. Interactive canopies for a climate model. *J. Climate* 11:2823-2836.

369. Ducharne, A., Laval, K. et Polcher, J. 1998. Sensitivity of the hydrological cycle to the parameterization of soil hydrology in a GCM. *CD* 14:307-327.

370. Field, C.B. et Avissar, R. 1998. Bidirectional Interactions between the Biosphere and the Atmosphere - Introduction. *GCB* 4: 459-460.

371. Foley, J.A., Levis, S., Prentice, I.C. *et al.* 1998. Coupling Dynamic Models of Climate and Vegetation. *GCB* 4: 561-579.

372. Gusev, Y.M. et Nasonova, O.N. 1998. The land surface parameterization scheme SWAP: description and partial validation. *GPC* 19: 63-86.

373. Hurtt, G.C., Moorcroft, P.R., Pacala, S.W. *et al.* 1998. Terrestrial models and global change: challenges for the future. *GCB* 4: 581-590.

374. Irannejad, P. et Shao, Y. 1998. Description and validation of the atmosphere-land-surface interaction scheme (ALSIS) and HAPEX and Cabauw data. *GPC* 19: 87-114.

375. Lynch, A.H., McGinnis, D.L. et Bailey, D.A. 1998. Snow-albedo feedback and the spring transition in a regional climate system model: Influence of land surface model. *JGR* 103: 29037-29049.

376. Peters-Lidard, C.D., Blackburn, E., Liang, X. *et al.* 1998. The effect of soil thermal conductivity parameterization on surface energy fluxes and temperatures. *J. Atmos. Sci.* 55: 1209-1224.

377. Polcher, J., McAvaney, B., Viterbo, P. *et al.* 1998. A proposal for a general interface between land surface schemes and general circulation models. *GPC* 19: 261-276.

378. Shmakin, A.B. 1998. The updated version of SPONSOR land surface scheme: PILPS-influenced improvements. *GPC* 19: 49-62.

379. Slater, A.G., Pitman, A.J. et Desborough, C.E. 1998. The validation of a snow parameterization designed for use in general circulation models. *Int. J. Climatol.* 18: 595-617.

380. Tilley, J.S. et Lynch, A.H. 1998. On the applicability of current land surface schemes for Arctic tundra: An intercomparison study. *JGR* 103: 29051-29063.

381. Timbal, B. et Henderson-Sellers, A. 1998. Intercomparisons of land-surface parameterizations coupled to a limited area forecast model. *GPC* 19: 247-260.

382. Volodin, E.M. et Lykosov, V.N. 1998. Parametrization of heat and moisture transfer in the soil-vegetation system for use in atmospheric general circulation models: 1. Formulation and simulations based on local observational data. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics* 34: 405-416.

383. Volodin, E.M. et Lykosov, V.N. 1998. Parametrization of heat and moisture transfer in the soil-vegetation system for use in atmospheric general circulation models: 2. Numerical experiments in climate modeling. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics* 34: 622-633.

384. Yang, Z.-L., Dickinson, R.E., Shuttleworth, W.J. *et al.* 1998. Treatment of soil, vegetation and snow in land surface models: a test of the Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme with the HAPEX-MOBILHY, ABRACOS and Russian data. *J. Hydrology* 212-213: 109-127.

385. Zeng, X., Dai, Y.-J., Dickinson, R.E. *et al.* 1998. The role of root distribution for climate simulation over land. *GRL* 25: 4533-4536.

386. Liang, X., Wood, E.F., Lettenmaier, D.P. *et al.* 1998. The Project for Intercomparison of Land-surface Parameterization Schemes (PILPS) phase 2(c) Red-Arkansas River basin experiment: 2. Spatial and temporal analysis of energy fluxes. *GPC* 19: 137-159.

387. Lohmann, D., Lettenmaier, D.P., Liang, X. *et al.* 1998. The Project for Intercomparison of Land-surface Parameterization Schemes (PILPS) phase 2(c) Red-Arkansas River basin experiment: 3. Spatial and temporal analysis of water fluxes. *GPC* 19: 161-179.

388. Pitman, A.J. et Henderson-Sellers, A. 1998. Recent progress and results from the project for the intercomparison of landsurface parameterization schemes. *J. Hydrology* 212-213: 128-135.

389. Qu, W.Q. et Henderson-Sellers, A. 1998. Comparing the scatter in PILPS off-line experiments with that in AMIP I coupled experiments. *GPC* 19: 209-223.

390. Qu, W., Henderson-Sellers, A., Pitman, A.J. 1998. Sensitivity of latent heat flux from PILPS land-surface schemes to perturbations of surface air temperature. *J. Atmospheric Sciences* 55: 1909-1927.

391. Wood, E.F., Lettenmaier, D.P., Liang, X. *et al.* 1998. The Project for Intercomparison of Land-surface Parameterization Schemes (PILPS) Phase 2(c) Red-Arkansas River basin experiment: 1. Experiment description and summary intercomparisons. *GPC* 19: 115-135.

392. Baron, J.S., Hartman, M.D., Kittel, T.G. *et al.* 1998. Effects of land cover, water redistribution, and temperature on ecosystem processes in the South Platte Basin. *Ecological Applications* 8:1037-1051.

393. De Ridder, K. et Gallee,H. 1998. Land surface-induced regional climate change in southern Israel. *J. Applied Meteorology* 37:1470-1485.

394. Eltahir, E.A. et Humphries, E.J. 1998. The role of clouds in the surface energy balance over the Amazon forest. *Int. J. Climatology* 18:1575-1591.

395. Varejao-Silva, M.A., Franchito, S.H. et Rao, V.B. 1998. A coupled biosphere-atmosphere climate model suitable for studies of climatic change due to land surface alterations. *J. Climate* 11: 1749-1767.

396. Auad, G., Miller,A.J. et White,W.B. 1998. Simulation of heat storages and associated heat budgets in the Pacific Ocean 2. Interdecadal timescale. *JGR* 103:27621-27635.

397. Auad, G., Miller,A.J. et White,W.B. 1998. Simulation of heat storages and associated heat budgets in the Pacific Ocean 1. El Niño-Southern Oscillation timescale. *JGR* 103:27603-27620.

398. Hessell, J.W.D. 1998. Intradecadal effects on New Zealand temperatures caused by significant El Niño events. *Weather and Climate* 18: 3-10.

399. McPhaden, M.J., Busalacchi, A.J., Cheney, R. *et al.* 1998. The Tropical Ocean-Global Atmosphere observing system: A decade of progress. *JGR* 103: 14169-14240.

400. Meehl, G.A., Arblaster, J.M. et Strand Jr., W.G. 1998. Global scale decadal climate variability. *GRL* 25: 3983-3986.

401. Neelin, J.D., Battisti, D.S., Hirst, A.C. *et al.* 1998. ENSO theory. *JGR* 103: 14261-14290.

402. Stockdale, T.N., Busalacchi, A.J., Harrison, D.E. *et al.* 1998. Ocean modeling for ENSO. *JGR* 103: 14325-14355.

403. Taylor, A.H., Jordan, M.B. et Stephens, J.A. 1998. Gulf Stream shifts following ENSO events. *Science* 393: 638.

404. Wang, C. et Weisberg, R.H. 1998. Climate variability of the coupled tropical-extratropical ocean-atmosphere system. *GRL* 25: 3979-3982.

405. Weng, W. et Neelin, J.D. 1998. On the role of ocean-atmosphere interaction in midlatitude interdecadal variability. *GRL* 25: 167-170.

406. Wu, Z.-X. et Newell, R.E. 1998. Influence of sea surface temperatures on air temperatures in the tropics. *CD* 14: 275-290.

407. Bhatt, U.S., Alexander, M.A., Battisti,D.S. *et al.* 1998. Atmosphere-ocean interaction in the North Atlantic: Near surface climate variability. *J. Climate* 11:1615-1632.

408. Cane, M.A. 1998. A role for the tropical Pacific. Science 282.59-61.

409. Charles, C. 1998. The end of an era. *Nature* 394:422-423.

410. Doney, S.C., Bullister, J.L. et Wanninkhof,R. 1998. Climatic variability in upper ocean ventilation rates diagnosed using chlorofluorocarbons. *GRL* 25:1399-1402.

411. Frankignoul, C., Czaja, A. et L'Heveder, B. 1998. Air-sea feedback in the North Atlantic and surface boundary conditions for ocean models. *J. Climate* 11: 2310-2324.

412. Gray, W.M. 1997. Hypothesis on the cause of global multi-decadal climate change. In *Proc. 22nd Annual Climate Diagnostics Workshop*, Oct 6-10, pp. 112-115.

413. Grotzner, A. et Latif, M. 1998. A decadal climate cycle in the North Atlantic Ocean as simulated by the ECHO coupled GCM. *J. Climate* 11: 831-847.

414. Latif, M. 1998. Dynamics of interdecadal variability in coupled ocean-atmosphere models. *J. Climate* 11: 602-624.

415. Lohmann, G. 1998. The influence of a near-bottom transport parameterization on the sensitivity of the thermohaline circulation. *J. Phys. Oceanography* 28: 2095-2103.

416. Marshall, J., Dobson, F., Moore, K. *et al.* 1998. The Labrador Sea deep convection experiment. *BAMS* 79: 2033-2058.

417. Molinari, U.F., Fine, R.A., Wilson, W.D. *et al.* 1998. The arrival of recently formed Labrador sea water in the deep western boundary current at 26.5°N. *GRL* 25: 2249-2252.

418. Paillet, J., Arhan, M. et McCartney, M.S. 1998. Spreading of Labrador Sea water in the eastern North Atlantic. *JGR* 103: 10223-10239.

419. Timmermann, A., Latif, M., Voss, R. *et al.* 1998. Northern hemispheric interdecadal variability: A coupled air-sea mode. *J. Climate* 11: 1906-1931.

420. Xie, S.-P. et Tanimoto, Y. 1998. A pan-Atlantic decadal climate oscillation. *GRL* 25: 2185-2188.

421. Xu, W., Barnett, T.P. and Latif, M. 1998. Decadal variability in the North Pacific as simulated by a hybrid coupled model. *J. Climate* 11: 297-312.

422. Zalesnyi, V.B. 1998. Numerical modeling of the world ocean thermohaline circulation. *Russian Meteorology and Hydrology* 2: 32-40.

423. Bromwich, D.H., Chen, B. et Hines, K.M. 1998. Global atmospheric impacts induced by year-round open water adjacent to Antarctica. *JGR* 103:11173-11189.

424. Flato, G.M. 1998. The thickness variable in sea-ice models. Atmosphere-Ocean 36:29-36.

425. Harder, M., Lemke, P. et Hilmer, M. 1998. Simulation of sea ice transport through Fram Strait: Natural variability and sensitivity to forcing. *JGR* 103(C3): 5595-5606.

426. Iakovlev, N.G. 1998. Simulation of climatic circulation in the Arctic Ocean. *Atmospheric and Oceanic Physics* 34: 631-640.

427. Lindsay, R.W. 1998. Temporal variability of the energy balance of thick Arctic pack ice. *BAMS* 79:313-333.

428. Lohmann, G. and Gerdes, R. 1998. Sea ice effects on the sensitivity of the thermohaline circulation. *J. Climate* 11: 2789-2803.

429. Maes, C. 1998. Estimating the influence of salinity on sea level anomaly in the ocean. *GRL* 25: 3551-3554.

430. Mysak, L.A. et Venegas, S.A. 1998. Decadal climate oscillations in the Arctic: A new feedback loop for atmosphere-ice-ocean interactions. *GRL* 25: 3607-3610.

431. Nazarenko, L., Holloway, G. et Tausnev, N. 1998. Dynamics of transport of "Atlantic signature " in the Arctic Ocean. *JGR* 103: 31003-31015.

432. O'Farrell, S.P. 1998. Investigation of the dynamic sea ice component of a coupled atmosphere-sea ice general circulation model. *JGR* 103: 15751-15782.

433. Polyakov, I.V., Kulakov, I.Y., Kolesov, S.A. *et al.* 1998. Thermodynamic ice-ocean model: Description and experiments. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics* 34: 41-48.

434. Randall, D., Curry, J., Battisti, D. *et al.* 1998. Status of and outlook for large-scale modeling of atmosphere-ice-ocean interactions in the Arctic. *BAMS* 79:197-219.

435. Saucier, F.J. et Dionne, J. 1998. A 3-D coupled ice-ocean model applied to Hudson Bay, Canada: The seasonal cycle and time-dependent climate response to atmospheric forcing and runoff. *JGR* 103: 27689-27705.

436. Stossel, A., Kim, S.-J. et Drijfhout, S.S. 1998. The impact of Southern Ocean sea ice in a global ocean model. *J. Physical Oceanography* 28: 1999-2018.

437. Wolff, J.-O. 1998. Antarctic sea-ice simulations with a coupled ocean/sea-ice model on a telescoped grid. *Annals of Glaciology* 27: 495-?

438. Worby, A.P. et Wu, X. 1998. East Antarctic sea ice: observations and modelling. *Annals of Glaciology* 27: 427-432.

439. Broecker, W.S., Peacock, L.S., Walker, S. *et al.* 1998. How much deep water is formed in the Southern Ocean? *JGR* 103:15833-15843.

440. Haine, T.W.N., Watson, A.J., Liddicoat, M.I. *et al.* 1998. The flow of Antarctic bottom water to the southwest Indian Ocean estimated using CFCs. *JGR* 103: 27637-27653.

441. Kim, S.-J. et Stossel, A. 1998. On the representation of the Southern Ocean water masses in an ocean climate model. *JGR* 103: 24891-24906.

442. Caniaux, G. et Planton,S. 1998. A three-dimensional ocean mesoscale simulation using data from the SEMAPHORE experiment: Mixed layer heat budget. *JGR* 103:25081-25099.

443. Dickinson, R.E. et Schaudt,K.J. 1998. Analysis of timescales of response of a simple climate model. *J. Climate* 11:97-106.

444. Fanning, A.F. et Weaver, A.J. 1998. Thermohaline variability: The effects of horizontal resolution and diffusion. *J. Climate* 11: 709-715.

445. Gan, J., Mysak, L.A. et Straub, D.N. 1998. Simulation of the South Atlantic Ocean circulation and its seasonal variability. *JGR* 103: 10241-10251.

446. Gent, P.R., Bryan, F.O., Danabasoglu, G. *et al.* 1998. The NCAR climate system model global ocean component. *J. Climate* 11: 1287-1306.

447. Kumar, A. et Hoerling, M.P. 1998. Specification of regional sea surface temperatures in atmospheric general circulation model simulations. *JGR* 103: 8901-8907.

448. Macdonald, A.M. 1998. The global ocean circulation: a hydrographic estimate and regional analysis. *Progress in Oceanography* 41: 281-382.

449. Maltrud, M.E., Smith,R.D., Semtner,A.J. *et al.* 1998. Global eddy-resolving ocean simulations driven by 1985-1995 atmospheric winds. *JGR* 103:30825-30853.

450. Sokolov, A.P. et Stone, P.H. 1998. A flexible climate model for use in integrated assessments. *CD* 14: 291-303.

451. Sokolov, A., Wang, C., Holian, G. *et al.* 1998. Uncertainty in the oceanic heat and carbon uptake and its impact on climate projections. *GRL* 25: 3603-3606.

4.2 Évaluation des modèles

452. Boyle, J.S. 1998. Evaluation of the annual cycle of precipitation over the United States in GCMs: AMIP simulations. *J. Climate* 11:1041-1055.

453. Boyle, J.S. 1998. Intercomparison of interannual variability of the global 200-hPa circulation for AMIP simulations. *J. Climate* 11:2505-2529.

454. Chineke, T.C., Wang,H. et Bi,X. 1998. Simulation on climate over Africa by IAP 9L AGCM. *Chinese J. Atmospheric Sciences* 22:202-210

455. Culf, A.D., Fisch, G., Lean, J. *et al.* 1998. A comparison of Amazonian climate data with General Circulation Model simulations. *J. Climate* 11:2763-2773.

456. D'Andrea, F., Tibaldi, S, Blackburn, M. *et al.* 1998. Northern Hemisphere atmospheric blocking as simulated by 15 atmospheric general circulation models in the period 1979-1988. *CD* 14:385-407.

457. Doblas-Reyes, F.J., Deque, M., Valero,F. *et al.* 1998. North Atlantic wintertime intraseasonal variability and its sensitivity to GCM horizontal resolution. *Tellus* 50A:573-595.

458. Frei, A. et Robinson, D.A. 1998. Evaluation of snow extent and its variability in the Atmospheric Model Intercomparison Project. *JGR* 103: 8859-8871.

459. Goody, R., Anderson, J. et North, G. 1998. Testing climate models: An Approach. *BAMS* 79: 2541-2549.

460. Mao, J. et Robock, A. 1998. Surface air temperature simulations by AMIP General Circulation Models: Volcanic and ENSO signals and systematic errors. *J. Climate* 11: 1538-1552.

461. Osborn, T.J. et Hulme, M. 1998. Evaluation of the European daily precipitation characteristics from the atmospheric model intercomparison project. *Int. J. Climatol.* 18: 505-522.

462. Zwiers, F.W. et Kharin,V.V. 1998. Intercomparison of interannual variability and potential predictability: an AMIP diagnostic subproject. *CD* 14:517-528.

463. Black, R.X. et Evans,K.J. 1998. The statistics and horizontal structure of anomolous weather regimes in the Community Climate Model. Monthly Weather Review 126:841-859.

464. Boville, B.A. et Hurrell, J.W. 1998. A comparison of the atmospheric circulations simulated by the CCM3 and CSM1. *J. Climate* 11:1327-1341.

465. Briegleb, B.P. et Bromwich,D.H. 1998. Polar climate simulation of the NCAR CCM3. *J. Climate* 11:1270-1286.

466. Briegleb, B.P. et Bromwich,D.H. 1998. Polar radiation budgets of the NCAR CCM3. *J. Climate* 11:1246-1269.

467. Bryan, F.O. 1998. Climate drift in a multicentury integration of the NCAR Climate System Model. *J. Climate* 11:1455-1471.

468. Busch, U., Beckmann,B.-R. et Roth,R. 1998. Study of storm weather situations in observation and ECHAM3/T42 model simulations. *Tellus* 50A:411-423.

469. Delworth, T.L., et Mehta,V.M. 1998. Simulated interannual to decadal variability in the tropical and sub-tropical North Atlantic. *GRL* 25:2825-2828.

470. Hack, J.J. 1998. Analysis of the improvement in implied meridional ocean energy transport as simulated by NCAR CCM3. *J. Climate* 11: 1237-1244.

471. Hack, J.J., Kiehl, J.T. et Hurrell, J.W. 1998. The hydrologic and thermodynamic characteristics of the NCAR CCM3. *J. Climate* 11: 1179-1206.

472. Hoffman, G., Werner, M. et Heimann, M. 1998. Water isotope module of the ECHAM atmospheric general circulation model: A study on timescales from days to several years. *JGR* 103: 16871-16896.

473. Hurrell, J.W., Hack, J.J., Boville, B.A. *et al.* 1998. The dynamical simulation of the NCAR community climate model version 3 (CCM3). *J. Climate* 11: 1207-1236.

474. Kiehl, J.T., Hack, J.J., Bonan, G.B. *et al.* 1998. The National Center for Atmospheric Research Community Climate Model: CCM3. *J. Climate* 11: 1131-1149.

475. Kiehl, J.T., Hack, J.J. et Hurrell, J.W. 1998. The energy budget of the NCAR Community Climate Model: CCM3. *J. Climate* 11: 1151-1178.

476. Kiehl, J.T. 1998. Simulation of the Tropical Pacific Warm Pool with the NCAR climate system model. *J. Climate* 11: 1342-1355.

477. Meehl, G.A. et Arblaster, J.M. 1998. The Asian-Australian Monsoon and El Niño-Southern Oscillation in the NCAR Climate System Model. *J. Climate* 11: 1356-1385.

478. Oberhuber, J.M., Roeckner, E., Christoph, M. *et al.* 1998. Predicting the '97 El Niño event with a global climate model. *GRL* 25: 2273-2276.

479. Renshaw, A.C., Rowell, D.P. et Folland, C.K. 1998. Wintertime low-frequency weather variability in the North Pacific-American sector 1949-93. *J. Climate* 1073-1093.

480. Terray, L. 1998. Sensitivity of climate drift to atmospheric physical parameterizations in a coupled ocean-atmosphere general circulation model. *J. Climate* 11: 1633-1658.

481. Voss, R., Sausen, R. et Cubasch, U. 1998. Periodically synchronously coupled integrations with the atmosphere-ocean general circulation model ECHAM3/LSG. *CD* 14: 249-266.

482. Walthorn, K.D. et Smith, P.J. 1998. The dynamics of an explosively developing cyclone simulated by a general circulation model. *Monthly Weather Review* 126: 2764-2781.

483. Watterson, I.G. 1998. An analysis of the global water cycle of present and doubled CO_2 climates simulated by the CSIRO general circulation model. *JGR* 103: 23113-23129.

484. Weatherly, J.W., Briegleb, B.P. et Large, W.G. 1998. Sea ice and polar climate in the NCAR CSM. *J. Climate* 1472-1486.

485. Weaver, A.J. et Valcke, S. 1998. On the variability of the thermohaline circulation in the GFDL coupled model. *J. Climate* 11: 759-767.

486. Zhang, G.J., Kiehl, J.T. et Rasch, P.J. 1998. Response of climate simulation to a new convective parameterization in the National Center for Atmospheric Research Community Climate Model (CCM3). *J. Climate* 11: 2097-2115.

487. Branstator, G. et Haupt,S.E. 1998. An empirical model of the baratropic atmsopheric dynamics and its response to tropical forcing. *J. Climate* 11:2645-2667.

488. Smyshlyaev, S.P., Dvortsov, V.L., Geller, M.A. *et al.* 1998. A two-dimensional model with input parameters from a general circulation model: Ozone sensitivity to different formulations for the longitudinal temperature variation. *JGR* 103: 28373-28387.

489. Berger, A., Loutre,M.F. et Gallee,H. 1998. Sensitivity of the LLN climate model to the astronomical and CO_2 forcings of the last 200 ky. *CD* 14:615-629.

490. Brostrom, A., Coe,M., Harrison,S.P. *et al.* 1998. Land surface feedbacks and palaeomonsoons in northern Africa. *GRL* 25:3615-3618.

491. Felzer, B., Web III, T. et Oglesby, R.J. 1998. The impact of ice sheets, CO_2, and orbital insolation on late Quaternary climates: Sensitivity experiments with a General Circulation Model. *Quaternary Science Reviews* 17: 507-534.

492. Ganopolski, A., Rahmstorf, S., Petoukhov, V. *et al.* 1998. Simulation of modern and glacial climates with a coupled global model of intermediate complexity. *Nature* 399: 351-356.

493. Li, X.S., Berger, A. et Loutre, M.F. 1998. CO_2 and northern hemisphere ice volume variations over the middle and late Quaternary. *CD* 14: 537-544.

494. Masson, V., Joussaume, S., Pinot, S. *et al.* 1998. Impact of parameterizations on simulated winter mid-Holocene and Last Glacial Maximum climatic changes in the northern hemisphere. *JGR* 103: 8935-8946.

495. Renssen, H. et Isarin, R.F.B. 1998. Surface temperature in NW Europe during the Younger Dryas: AGCM simulation compared with temperature reconstructions. *CD* 14: 33-44.

496. Stocker, T.F. 1998. A glimpse of the glacial. *Nature* 391: 338-339.

497. Weaver, A.J., Eby, M., Fanning, A.F. *et al.* 1998. Simulated influence of carbon dioxide, orbital forcing and ice sheets on the climate of the Last Glacial Maximum. *Nature* 394: 847-853.

498. Webb III, T., Anderson, K.H., Bartlein, P.J. *et al.* 1998. Late Quaternary climate change in eastern North America: A comparison of pollen-derived estimates with climate model results. *Quaternary Science Reviews* 17: 587-606.

499. Connolley, W.M. et O'Farrell, S.P. 1998. Comparison of warming trends over the last century around Antarctica from three coupled models. *Annals of Glaciology* 27:565-.

500. Hulme, M., Osborn, T.J. et Johns, T.C. 1998. Precipitation sensitivity to global warming: Comparison of observations with HadCM2 simulations. *GRL* 25: 3379-3382.

501. Wu, X. et Budd, W.F. 1998. Modelling global warming and Antarctic sea-ice changes over the past century. *Annals of Glaciology* 27: 413-?

4.3 Résultats des modèles

502. Barthelet, P., Terray, L. et Valcke, C. 1998. Transient CO_2 experiment using the ARPEGE/OPAICE non flux corrected coupled model. GRL 25:2277-2280.

503. Idso, S.B. 1998. CO_2-induced global warming: a skeptic's view of potential climate change. *CR* 10: 69-82.

504. Kittel, T.G.F., Giorgi, F. et Meehl, G.A. 1998. Intercomparison of regional biases and doubled CO_2-sensitivity of coupled atmosphere-ocean general circulation model experiments. *CD* 14: 1-15.

505. Pearce, F. 1998. Quick change. *New Scientist* 1 60: 15.

506. Pielke, R.A. Sr 1998. Climate prediction as an initial value problem. *BAMS* 79: 2743-2746.

507. Reader, M.C. et Boer, G.J. 1998. The modification of greenhouse gas warming by the direct effect of sulphate aerosols. *CD* 14: 593-607.

508. Szilder, K., Lozowski, E.P. et Reuter, G.W. 1998. A stochastic model of global atmospheric response to enhanced greenhouse warming with cloud feedback. *Atmospheric Research* 47-48: 475-489.

509. Cai, W. et Gordon, H.B. 1998. Transient responses of the CSIRO climate model to two different rates of CO_2 increase. *CD* 14:503-516.

510. Dix, M.R. et Hunt, B.G. 1998. Transient climate change to $3xCO_2$ conditions. *GPC* 18:15-36.

511. Mikolajewicz, U. 1998. Effect of meltwater input from the Antarctic ice sheet on the thermohaline circulation. *Annals of Glaciology* 27: 311-315.

512. Skagseth, O. et Mork, K.A. 1998. Stability of the thermohaline circulation to noise surface buoyancy forcing for the present and a warm climate in an ocean general circulation model. *J. Physical Oceanography* 28: 842-857.

513. Alexandrov, V. 1998. GCM climate change scenarios for Bulgaria. *Bulgarian J. Meteorolgy & Hydrology* 8:104-120.

514. Bhaskaran, B. et Mitchell,J.F.B. 1998. Simulated changes in southwest Asian monsoon precipitation resulting from anthropogenic emissions. *Int. J. Climatology* 18:1455-1462.

515. Bromwich, D.H., Chen, B., Hines, K.M. *et al.* 1998. Global atmospheric responses to Antarctic forcing. *J. Glaciology* 27:521-527.

516. Carnell, R.E. et Senior,C.A. 1998. Changes in mid-latitude variability due to increasing greenhouse gases and sulphate aerosols. *CD* 14:369-383.

517. Conway, D. 1998. Recent climate variability and future climate change scenarios for Great Britain. *Progress in Physical Geography* 22:350-374.

518. Henderson-Sellers, A., Zhang, H., Berz, G. *et al.* 1998. Tropical cyclones and global climate change: A post-IPCC assessment. *BAMS* 79:19.

519. Hulme, M. et Viner, D. 1998. A climate change scenario for the tropics. *CC* 39: 145-176.

520. Leathers, D.J., Palecki, M.A., Robinson, D.A. *et al.* 1998. Climatology of the daily temperature range annual cycle in the United States. *CR* 9: 197-211.

521. Liu, Z. 1998. The role of ocean in the response of tropical climatology to global warming: The west-east SST contrast. *J. Climate* 11: 864-875.

522. Lunkeit, F., Fraedrich, K. et Bauer, S.E. 1998. Storm tracks in a warmer climate: sensitivity studies with a simplified global circulation model. *CD* 14: 813-826.

523. O'Farrell, S.P. et Connelley, W.M. 1998. Comparison of warming trends predicted over the next century around Antarctica from two coupled models. *Annals of Glaciology* 27: 576-582.

524. Rind, D. 1998. Latitudinal temperature gradients and climate change. *JGR* 103: 5943-5971.

525. Zwiers, F.W. et Kharin,V.V. 1998. Changes in the extremes of the climate simulated by CCC GCM2 under CO_2 doubling. *J. Climate* 11:2200-2222.

526. Bhaskaran, B., Murphy, J.M. et Jones, R.G. 1998. Intraseasonal oscillation in the Indian summer monsoon simulated by global and nested Regional Climate Models. *Monthly Weather Review* 126:3124-3134.

527. Christensen, O.B., Christensen, J.H., Machenhauer, B. *et al.* 1998. Very high resolution regional climate simulations over Scandinavia – present climate. *J. Climate* 11:3204-3229.

528. Deque, M., Marquet, P. et Jones, R.G. 1998. Simulation of climate change over Europe using a global variable resolution general circulation model. *CD* 14:173-189.

529. Giorgi, F., Mearns, L.O., Shields, C. *et al.* 1998. Regional nested model simulations of present day and $2xCO_2$ climate over the central plains of the U.S. *CC* 40: 457-493.

530. Kim, J., Miller, N.L., Oh, J.-H. *et al.* 1998. Eastern Asian hydrometeorology simulation using the Regional Climate System Model. *GPC* 19: 225-240.

531. Laprise, R., Caya, D., Giguere, M. *et al.* 1998. Climate and climate change in western Canada as simulated by the Canadian Regional Climate Model. *Atmosphere-Ocean* 36:119-167.

532. Liu, L., Qian, Y. et Zhang, Y. 1998. Simulation of monthly climatic mean field in January and July in Qinghai-Xizang Plateau and northwestern China. *ACTA Meteorologica Sinica* 12: 1-26.

533. Noguer, M., Jones, R. et Murphy, J. 1998. Sources of systematic errors in the climatology of a regional climate model over Europe. *CD* 14: 691-712.

534 Renwick, J.A., Katzfey, J.J., Nguyen, K.C. *et al.* 1998. Regional model simulations of New Zealand climate. *JGR* 103: 5973-5982.

535 Ruti, P.M., Bargagli, A., Cacciamani, C. *et al.* 1998. LAM simulations of present-day climate with observed boundary conditions: Performance analysis over the Northern Italy. *Contr. Atmos. Phys.* 71: 321-346.

536. Saulo, A.C. et Nicolini, M. 1998. The sensitivity of a LAM model to inclusion of cloud fraction in an explicit representation of convection. *Atmospheric Research* 47-48: 389-403.

537. Seth, A. et Giorgi, F. 1998. The effects of domain choice on summer precipitation simulation and sensitivity in a regional climate model. *J. Climate* 11: 2698-2712.

5.0 TENDANCES DU CLIMAT

5.1 Paléoclimats

538. Ditlevsen, P.D. et Marsh, N.D. 1998. New method for identification of sources for chemical time series and its application to the Greenland Ice Sheet Project ice core record. *JGR* 103:5649-5659

539. Liu, H.-S. 1998. Phase modulation effect of the Rubincam insolation variations on climate change. *Theor. Appl. Climatol.* 61: 217-229.

540. Liu, H.-S. 1998. Glacial-interglacial changes induced by pulse modulation of the incoming solar radiation. *JGR* 103: 26147-26164.

541. Liu, H.-S. et Chao, B.F. 1998. Wavelet spectral analysis of the earth's orbital variations and paleoclimatic cycles. *J. Atmospheric Sciences* 55: 227-236.

542. Monastersky, R. 1998. Giant seabed slides may have climate link. *Science News* 153: 198.

543. Peltier, W.R. 1998. Postglacial variations in the level of the sea: Implications for climate dynamics and solid-earth geophysics. *Reviews of Geophysics* 36: 603-689.

544. Rothwell, R.G. Thomson, J. et Kahler, G. 1998. Low-sea-level emplacement of a very large Pleistocene 'megaturbidite' in the western Mediterranean sea. *Nature* 392:377-380.

545. Shuman, C.A., Alley, R.B., Fahnestock, M.A. *et al.* 1998. Temperature history and accumulation timing for the snowpack at GISP2, central Greenland. *J. Glaciology* 44: 21-30.

546. Sloan, L.C. et Pollard, D. 1998. Polar stratospheric clouds: A high latitude warming mechanism in an ancient greenhouse world. *GRL* 25: 3517-3520.

547. Souchez, R., Bouzette, A., Clausen, H.B. *et al.* 1998. A stacked mixing sequence at the base of the Dye 3 core, Greenland. *GRL* 25: 1943-1946.

548. Steig, E.J., Morse, D.L., Waddington, E.D. *et al.* 1998. Using the sunspot cycle to date ice cores. *GRL* 25: 163-166.

549. Villanueva, J., Grimalt, J.O., Labeyrie, L.D. *et al.* 1998. Precessional forcing of productivity in the North Atlantic Ocean. *Paleoceanography* 13: 561-571.

550. Webb III, T. et Kutzbach, J.E. 1998. An introduction to 'late Quaternary climates: Data syntheses and model experiments. *Quaternary Science Reviews* 17: 465-471.

551. Chappell, J. 1998. Jive talking. Nature 394:130-131.

552. Kim, S.-J., Crowley, T.J. et Stossel, A. 1998. Local orbital forcing of Antarctic climate change during the last interglacial. *Science* 280: 728-730.

553. Montoya, M., Crowley, T.J. et von Storch, H. 1998. Temperatures at the last interglacial simulated by a coupled ocean-atmosphere climate model. *Paleoceanography* 13: 170-177.

554. Scherer, R.P., Aldahan, A., Tulaczyk, S. *et al.* 1998. Pleistocene collapse of the West Antarctic ice sheet. *Science* 281: 82-85.

555. Anderson, K.K., Armengaud, A. et Genthon, C. 1998. Atmospheric dust under glacial and interglacial conditions. *GRL* 25:2281-2284.

556. Bartlein, P.J., Anderson, K.H., Anderson, P.M. *et al.* 1998. Paleoclimate simulations for North America over the past 21,000 years: Features of the simulated climate and comparisons with paleoenvironmental data. *Quaternary Science Reviews* 17:549-585.

557. Beyerle, U., Purtschert, R., Aeschbach-Hertig, W. *et al.* 1998. Climate and groundwater recharge during the last glaciation in an ice-covered region. *Science* 282:731-734.

558. Burckle, L.H. et Mortlock, R. 1998. Sea-ice extent in the Southern Ocean during the Last Glacial Maximum: another approach to the problem. *Annals of Glaciology* 27:302-304.

559. Connin, S.L., Betancourt, J. et Quade, J. 1998. Late Pleistocene C_4 plant dominance and summer rainfall in the southwestern United States from isotopic study of herbivore teeth. *Quaternary Research* 50:179-193.

560. Crosta, X., Pichon, J.-J. et Burckle, L.H. 1998. Reappraisal of Antarctic seasonal sea-ice at the Last Glacial Maximum. *GRL* 25:2703-2706.

561. Dong, B. et Valdes, P.J. 1998. Simulations of the Last Glacial Maximum climates using a general circulation model: prescribed versus computed sea surface temperatures. *CD* 14:571-591.

562. Edwards, R., Sedwick, P.N., Morgan,V. *et al.* 1998. Iron in ice cores from Law Dome, East Antarctica: implications for past deposition of aerosol iron. *Annals of Glaciology* 27:365-370.

563. Flenley, J.R. 1998. Tropical Forests Under the Climates of the Last 30,000 Years. *CC* 39: 177-197.

564 Ganeshram, R.S. et Pederson, T.F. 1998. Glacial-interglacial variability in upwelling and bioproductivity off NW Mexico: Implications for Quaternary paleoclimate. *Paleoceanography* 13: 634-645.

565. Heusser, L. 1998. Direct correlation of millennial-scale changes in western North American vegetation and climate with changes in the California Current system over the past ~60 kyr. *Paleoceanography* 13: 252-262.

566. Krinner, G. et Genthon, C. 1998. GCM simulations of the Last Glacial Maximum surface climate of Greenland and Antarctica. *CD* 14: 741-758.

567. Morse, D.L., Waddington, E.D. et Steig, E.J. 1998. Ice age storm trajectories inferred from radar stratigraphy at Taylor Dome, Antarctica. *GRL* 25: 3383-3386.

568. Myers, P.G., Haines, K. et Rohling, E.J. 1998. Modeling the paleocirculation of the Mediterranean: The last glacial maximum and the Holocene with emphasis on the formation of sapropel S_1. *Paleoceanography* 13: 586-606.

569. Peyron, O., Guiot, J., Cheddadi, R. *et al.* 1998. Climatic reconstruction in Europe for 18,000 yr B.P. from pollen data. *Quaternary Research* 49: 183-196.

570. Rohling, E.J., Fenton, M., Jorissen, F.J. *et al.* 1998. Magnitudes of sea-level lowstands of the past 500,000 years. *Nature* 394: 162-165.

571. Schmiedl, G., Hemleben, C., Keller, J. *et al.* 1998. Impact of climatic changes on the benthic foraminiferal fauna in the Ionian Sea during the last 330,000 years. *Paleoceanography* 13: 447-458.

572. Dahl-Jensen, D., Mosegaard, K., Gundestrup, N. *et al.* 1998. Past temperatures directly from the Greenland Ice Sheet. *Science* 282: 268-284.

573. Grigg, L.D. et Whitlock, C. 1998. Late-glacial vegetation and *Climate Change* in Western Oregon. *Quaternary Research* 49(3): 287-298.

574. Hellstrom, J., McCulloch, M. et Stone, J. 1998. A detailed 31,000-year record of climate and vegetation change, from the isotope geochemistry of two New Zealand speleothems. *Quaternary Research* 50(2): 167-178.

575. Kubatzki, C. et Claussen, M. 1998. Simulation of the global bio-geophysical interactions during the Last Glacial Maximum. *CD* 14: 461-471.

576. Kutzbach, J., Gallimore, R., Harrison, S. *et al.* 1998. Climate and biome simulations for the past 21,000 years. *Quaternary Science Reviews* 17: 473-506.

577. Rochon, A. et de Vernal, A. 1998. Palynological evidence of climatic and oceanographic changes in the North Sea during the last deglaciation. *Quaternary Research* 49: 197-207.

578. Sakai, K. et Peltier, W.R. 1998. Deglaciation-induced climate variability: An explicit model of the glacial-interglacial transition that simulates both the Bolling/Allerod and Younger-Dryas events. *J. Meteorol. Soc. Jap.* 76: 1029-1044.

579. Salamatin, A.N., Lipenkov, V.Y., Barkow, I.B. *et al.* 1998. Ice core age dating and paleothermometer calibration based on isotope and temperature profiles from deep boreholes at Vostok Station (East Antarctica). *JGR* 103: 8963-8977.

580. Smith, F.A. et Betancourt, J.L. 1998. Response to bushy-tailed woodrats (*Neotoma cinerea*) to late Quaternary climatic change in the Colorado Plateau. *Quaternary Research* 50: 1-11.

581. Von Grafenstein, U., Erlenkeuser, H., Muller, J. *et al.* 1998. The cold event 8200 years ago documented in oxygen isotope records of precipitation in Europe and Greenland. *CD* 14: 73-81.

582. Arz, H.W., Patzold, J. et Wefer, G. 1998. Correlated millennial-scale changes in surface hydrography and terrigenous sediment yield inferred from last-glacial marine deposits off noertheastern Brazil. *Quaternary Research* 50:157-166.

583. Benson, L.V., Lund, S.P., Burdett, J.W. *et al.* 1998. Correlation of late-Pleistocene lake-level oscillations in Mono Lake, California, with North Atlantic climate events. *Quaternary Research* 49:1-10.

584. Blunier, T., Chappelaz, J., Schwander, J. *et al.* 1998. Asynchrony of Antarctic and Greenland climate change during the last glacial period. *Nature* 394:739-743.

585. Cortijo, E. 1998. Les variations rapides du climat dans l'ocean Atlantique nord au cours des 60 000 diernieres annees. *La Meteorologie* 8 (21):13-29.

586. Dkin, J.F., Cheng, H., Boyle, E.A. *et al.* 1998. Deep-sea coral evidence for rapid change in ventilation of the deep North Atlantic 15,400 years ago. *Science* 280:725-728.

587. Elliot, M., Labeyrie, L. Bond, G. *et al.* 1998. Millenenial-scale iceberg discharges in the Irminger Basin during the last glacial period: Relationships with the Heinrich events and environmental settings. *Paleoceanography* 13:433-446.

588. Marchitto Jr., T.M., Curry, W.B. et Oppo, D.W. 1998. *Nature* 393: 557-561.

589. McCabe, A.M. et Clark, P.U. 1998. Ice sheet variability around the North Atlantic Ocean during the last deglaciation. *Nature* 392:373-375.

590. Oppo, D.W., McManus, J.F. et Cullen, J.L. 1998. Abrupt climate events 500,000 to 340,000 years ago: Evidence from subpolar North Atlantic sediments. *Science* 279: 1335-1338.

591. Rohling, E.J., Hayes, A., De Rijk, S. *et al.* 1998. Abrupt cold spells in the northwest Mediterranean. *Paleoceanography* 13: 316-322.

592. Rousseau, D.-D., Zoller, L. et Valet, J.-P. 1998. Late Pleistocene climatic variations at Achenheim, France, based on a magnetic susceptibility and TL chronology of loess. *Quaternary Research* 49: 255-263.

593. Schulz, H., von Rad, U. et Erlenkeuser, H. 1998. Correlation between Arabian Sea and Greenland climate oscillations of the past 110,000 years. *Nature* 393: 54-57.

594. Stauffer, B., Blunier, T., Dallenbach, A. *et al.* 1998. Atmospheric CO_2 concentration and millennial-scale climate change during the last glacial period. *Nature* 392: 59-61.

595. Stocker, T.F. 1998. The seesaw effect. *Science* 282: 61-62.

596. Yu, Z. et Eicher, U. 1998. Abrupt climate oscillations during the last deglaciation in central North America. *Science* 282: 2235-2237.

597. Severinghaus, J.P., Sowers, T., Brook, E.J. *et al.* 1998. Timing of abrupt climate change at the end of the Younger Dryas interval from thermally fractionated gases in polar ice. *Nature* 391: 141-146.

598. Shemesh, A. et Peteet, D. 1998. Oxygen isotopes in fresh water biogenic opal - Northeastern US Allerod-Younger Dryas temperature shift. *GRL* 25: 1935-1938.

599. Singer, C., Shulmeister, J. et McLea, B. 1998. Evidence against a significant Younger Dryas cooling event in New Zealand. *Science* 281: 812-814.

600. Steig, E.J., Brook, E.J., White, J.W.C., *et al.* 1998. Synchronous climate changes in Antarctica and the North Atlantic. *Science* 282: 92-95.

601. Beck, W. 1998. Warmer and wetter 6000 years ago? *Science* 279:1003-1004.

602. Caballero, M. et Guerrero, B.O. 1998. Lake levels since about 40,000 years ago at Lake Chalco, near Mexico City. *Quaternary Research* 50:69-79.

603. Cheddadi, R., Lamb, H.F., Guiot, J. *et al.* 1998. Holocene climatic change in Morocco: a quantitative reeconstruction from pollen data. *CD* 14:883-890.

604. Gagan, M.K., Ayliffe, L.K., Hopley, D. *et al.* 1998. Temperature and surface-ocean water balance of the mid-Holocene tropical Western Pacific. *Science* 279: 1014-1017.

605. Ganopolski, A., Kubatzki, C., Claussen, M. *et al.* 1998. The influence of vegetation-atmosphere-ocean interaction on climate during the mid-Holocene. *Science* 280: 1916-1919.

606. Halsey, L.A., Vitt, D.H. et Bauer, I.E. 1998. Peatland initiation during the Holocene in continental western Canada. *CC* 40: 315-342.

607. Hebda, R. 1998. Atmospheric change, forests and biodiversity. *Environmental Monitoring and Assessment* 49: 195-212.

608. Hoelzmann, P., Jolly, D., Harrison, S.P. *et al.* 1998. Mid-Holocene land-surface conditions in northern Africa and the Arabian peninsula: A data set for the analysis of biogeophysical feedbacks in the climate system. *GBC* 12(1): 35-51.

609. Lioubimtseva, E., Simon, B., Faure, H. *et al.* 1998. Impacts of climatic change on carbon storage in the Sahara-Gobi desert belt since the Last Glacial Maximum. *GPC* 16-17: 95-105.

610. Machado, M.J., Perez-Gonzalez, A. et Benito, G. 1998. Paleoenvironmental changes during the last 4000 yr in the Tigray, northern Ethopia. *Quaternary Research* 49: 312-321.

611. Moore, P.D. 1998. Did forests survive the cold in a hotspot? *Nature* 391: 124-127.

612. Qin, B. et Yu, G. 1998. Implications of lake level variations at 6 ka and 18 ka in mainland Asia. *GPC* 18: 59-72.

613. Vardy, S.R., Warner, B.G. et Aravena, R. 1998. Holocene climate and the development of a subarctic peatland near Inuvik, Northwest Territories, Canada. *CC* 40: 285-313.

614. Vassiljev, J. 1998. The simulated response of lakes to changes in annual and seasonal precipitation: implication for Holocene lake-level changes in northern Europe. *CD* 14: 791-801.

615. Vettoretti, G., Peltier, W.R. et McFarlane, N.A. 1998. Simulations of mid-Holocene climate using an atmospheric general circulation model. *J. Climate* 11: 2607-2627.

616. Vierling, L.A. 1998. Palynological evidence for late- and post-glacial environmental change in central Colorado. *Quaternary Research* 49: 222-232.

617. Broecker, W.S. 1998. The end of the present interglacial: How and When? *Quaternary Science Reviews* 17:689-694.

618. Calkin, P.E., Kaufman, D.S., Przybyl, B.J. *et al.* 1998. Glacier regimes, periglacial landforms, and Holocene climate change in the Kigluaik Mountains, Seward Peninsula, Alaska, U.S.A. *Arctic and Alpine Research* 30:154-165.

619. Dodson, J.R. 1998. Timing and response of vegetation change to Milankovitch forcing in temperate Australia and New Zealand. *GPC* 18:161-174.

620. Fuller, J.L. 1998. Ecological impact of the mid-Holocene hemlock decline in Southern Ontario, Canada. *Ecology* 79: 2337-2351.

621. Hjort, C., Bjorck, S., Ingolfsson, O. *et al.* 1998. Holocene deglaciation and climate history of the northern Antarctic Peninsula region: a discussion of correlations between the Southern and Northern Hemispheres. *Annals of Glaciology* 27:110-112.

622. Rietti-Shati, M., Shemesh, A. et Karlen, W. 1998. A 3000-year climatic record from biogenic silica oxygen isotopes in an equatorial high-altitude lake. *Science* 281: 980-982.

623. Sedwick, P.N., Harris, P.T., Robertson, L.G. *et al.* 1998. A geochemical study of marine sediments from the Mac. Robertson shelf, East Antarctica: initial results and palaeoenvironmental implications. *Annals of Glaciology* 27: 268-274.

624. Smiraglia, C. 1998. Holocene variations of the Yanzigou Glacier (Gonga Shan massif, Da Xueshan, China. *Geografia Fisica Dinamica Quaternaria* 20:339-351.

625. Steig, E.J., Hart, C.P., White, J.W.C. *et al.* 1998. Changes in climate, ocean and ice-sheet conditions in the Ross embayment, Antarctica, at 6 ka. *Annals of Glaciology* 27: 305-310.

626. Tsonis, A.A., Roebber, P.J. et Elsner, J.B. 1998. A characteristic time scale in the global temperature record. *GRL* 25: 2821-2823.

627. Vincens, A., Schwartz, D., Bertaux, J. *et al.* 1998. Late Holocene climatic changes in western equatorial Africa inferred from pollen from Lake Sinnda, southern Congo. *Quaternary Research* 50: 34-45.

628. Anklin, M., Bales, R.C., Mosley-thompson, E. *et al.* 1998. Annual accumulation at two sites in northwest Greenland during recent centuries. *JGR* 103:28775-28783.

629. Appenzeller, C., Stocker, T.F. et Anklin, M. 1998. North Atlantic Oscillation dynamics recorded in 632 Greenland ice cores. *Science* 282:446-448.

630. Campbell, C. 1998. Late Holocene lake sedimentology and climate change in southern Alberta, Canada. *Quaternary Research* 49:96-101.

631. Fischer, H., Werner, M., Wagenbach, D. *et al.* 1998. Little Ice Age Clearly Recorded in Northern Greenland Ice Cores. *GRL* 25: 1749-1752.

632. Holmlund, P. 1998. Glacier mass balance and ice-core records from northern Sweden. *Ambio* 27: 266-269.

633. MacDonald, G.M. et Case, R.A. 1998. A 538-year record of climate and treeline dynamics from the Lower Lena River region of northern Siberia, Russia. *Arctic and Alpine Research* 30: 334-339.

634. Ren, G. 1998. Pollen evidence for increased summer rainfall in the Medieval warm period at Maili, Northeast China. *GRL* 25: 1931-1934.

635. Sauchyn, D.J. et Beaudoin, A.B. 1998. Recent environmental change in the southwestern Canadian Plains. *The Canadian Geographer* 42:337-353.

636. Savarino, J. et Legrand, M. 1998. High northern latitude forest fires and vegetation emissions over the last millennium inferred from the chemistry of a central Greenland ice core. *JGR* 103: 8267-8279.

637. Schimmelmann, A., Zhao, M., Harvey, C.C. *et al.* 1998. A large California flood and correlative global climatic events 400 years ago. *Quaternary Research* 49: 51-61.

638. Song, J. 1998. Reconstruction of the Southern Oscillation from dryness/wetness in China for the last 500 years. *Int. J. Climatol.* 18: 1345-1355.

639. Winter, T.C. et Rosenberry, D.O. 1998. Hydrology of prairie pothole wetlands during the drought and deluge: A 17-year study of the Cottonwood Lake wetland complex in North Dakota in the perspective of longer term measured and proxy hydrological records. *CC* 40: 189-209.

640. Woodhouse, C.A. et Overpeck, J.T. 1998. 2000 years of drought variability in the central United States. *BAMS* 79: 2693-2712.

5.2 Tendances du climat pendant le dernier siècle

641. Anyamba, E. et Susskind, J. 1998. A comparison of TOVS ocean skin and surface temperatures with other data sets. *JGR* 103:10489-10511.

642. Balling, R.C., Klopatek,J.M., Hildebrand,M.L. *et al.* 1998. Impacts of land degradation on historical records from the Sonoran Desert. *CC* 40:669-681.

643. Bohm, R. 1998. Urban bias in temperature time series – a case study for the city of Vienna, Austria. CC 38:113-128.

644. Figuerola, P.I. et Mazzeo, N.A. 1998. Urban-Rural Temperature Differences in Buenos Aires. *Int. J. Climatol.* 18: 1709-1723.

645. Kaplan, A., Cane, M.A., Kushnir, Y. *et al.* 1998. Analyses of global sea surface temperature 1856-1991. *JGR* 103: 18567-18589.

646. Keim, B.D. et Cruise, J.F. 1998. A technique to measure trends in the frequency of discrete random events. *J. Climate* 11: 848-855.

647. Peterson, T.C., Easterling, D.R., Karl, T.R. *et al.* 1998. Homogeneity adjustments of *in situ* atmospheric climate data: A review. *Int. J. Climatol.* 18: 1493-1517.

648. Peterson, T.C, Karl, T.R., Jamason, P.F. *et al.* 1998. First difference method: Maximizing station density for the calculation of long-term global temperature change. *JGR* 103: 25967-25974.

649. Peterson, T.C., Vose, R., Schmoyer, R. *et al.* 1998. Global Historical Climatology Network (GHCN) quality control of monthly temperature data. *Int. J. Climatol.* 18: 1169-1179.

650. Vincent, L.A. 1998. A technique for the identification of inhomogeneities in Canadian temperature series. *J. Climate* 11: 1094-1104.

651. Weng, F. et Grody, N.C. 1998. Physical retrieval of land surface temperature using the special sensor microwave imager. *JGR* 103: 8839-8848.

652. Briffa, K.R., Schweingruber, F.H., Jones, P.D. *et al.* 1998. Reduced sensitivity of recent tree-growth to temperature at high northern latitudes. *Nature* 391: 678-682.

653. Evans, M.J., Kaplan,A. et Cane,M.A. 1998. Optimal sites for coral-based reconstruction of global sea. *Paleoceanography* 13:502-516.

654. Harris, R.N. et Chapman, D.S. 1998. Geothermics and Climate Change: 1. Analysis of borehole temperatures with emphasis on resolving power. *JGR* 103: 7363-7370.

655. Harris, R.N. et Chapman, D.S. 1998. Geothermics and Climate Change: 2. Joint analysis of borehole temperature and meteorological data. *JGR* 103: 7371-7383.

656. Howard, J. 1998. Listening to the ocean's temperature. *Explorations* 5(2): 2-5, 8-9.

657. Kullman, L. 1998. Tree-limits and montane forests in the Swedish Scandes: Sensitive biomonitors of climate change and variability. *Ambio* 27: 312-324.

658. Lewis, T. 1998. The effect of deforestation on ground surface temperatures. *GPC* 18:1-13.

659 Lewis, T.J. et Wang, K. 1998. Geothermal evidence for deforestation induced warming: Implications for the climate impact of land development. *GRL* 25: 535-538.

660. Monastersky, R. 1998. A sound way to take the sea's temperature? *Science News* 154: 133.

661. Rodrigo, F.S., Esteban-Parra, M.J. et Castro-Diez, Y. 1998. On the use of the Jesuit order private correspondence records in climate reconstructions: A case study from Castille (Spain) for 1634-1648 A.D. *CC* 40: 625-645.

662. Sharratt, B.S. 1998. Radiative exchange, near-surface temperature and soil water of forest and cropland in interior Alaska. *Agricultural and Forest Meteorology* 89: 269-280.

663. Vincent, W.F., Laurion, I. et Pienitz, R. 1998. Arctic and Antarctic lakes as optical indicators of global change. *Annals of Glaciology* 27: 691-696.

664. Watson, E. et Luckman, B.H. 1998. *Developing precipitation records from tree rings in the southern Canadian cordillera.* Report to Atmospheric Environment Service, Environment Canada, Downsview, Ontario.

665. Christy, J.R., Spencer,R.W. et Lobl,E.S. 1998. Analysis of the merging procedure for the MSU daily temperature time series. *J. Climate* 11:2016-2041.

666. Elliott, W.P., Ross, R.J. et Schwartz, B. 1998. Effects on climate records of changes in National Weather Service humidity processing procedures. *J. Climate* 11:2424-2436.

667. Gaffen, D.J. 1998. Falling satellites, rising temperatures? *Nature* 394: 615-616.

668. Hurrell, J.W. et Trenberth, K.E. 1998. Difficulties in obtaining reliable temperature trends: Reconciling the surface and satellite microwave sounding unit records. *J. Climate* 11: 945-967.

669. Luers, J.K. et Eskridge, R.E. 1998. Use of radiosonde temperature data in climate studies. *J. Climate* 11: 1002-1019.

670. Wu, Z.-J. et McAvaney, B. 1998. Simulation of impacts of climatological MSU data processing methods using NCEP/NCAR reanalysis data. *JGR* 103: 19495-19508.

671. Barker, H.W., Curtis, T.J., Leontieva,E. *et al.* 1998. Optical depth of overcast cloud across Canada: Estimates based on surface pyranometer and satellite measurements. *J. Climate* 11:2980-2994.

672. Harries, J.E., Brindley, H.E. et Geer, A.J. 1998. Climate variability and trends from operational satellite spectral data. *GRL* 25: 3975-3978.

673. Otterman, J., Starr, D., Atlas, R. *et al.* 1998. Space observations of ocean surface winds aid monitoring of Northeast Pacific climate shifts. *EO, Transactions* 79: 575, 581.

674. Appenzeller, C., Schwander, J., Sommer, S. *et al.* 1998. The North Atlantic Oscillation and its imprint on precipitation and ice accumulation in Greenland. *GRL* 25: 1939-1942.

675. Bromwich, D.H., Cullather,R.J., Chen,Q-S. *et al.* 1998. Evaluation of recent precipitation studies for the Greenland Ice Sheet. *JGR* 103:26007-26024.

676. Bromwich, D.H., Cullather,R.J., et Van Woert,M.J. 1998. Antarctic precipitation and its contribution to the global sea-level budget. *Annals of Glaciology* 27:220-226.

677. Matveev, L.T. et Matveev, Y.L. 1998. Influence of anthropogenic factors on cloud field. *Atmos. Oceanic Opt.* 11: 714-718.

678. Matveev, Y.L. 1998. Influence of a big city on precipitation fields. *Institute of Atmos. Optics* 11: 719-722.

679. Hecht, J. 1998. The heat is on. *New Scientist* 159: 4.

680. Kerr, R.A. 1998. The hottest year, by a hair. *Science* 279: 315-316.

681. Kerr, R.A. 1998. Among global thermometers, warming still wins out. *Science* 281: 1948-1949.

682. Monastersky, R. 1998. Planet posts temperature record for 1997. *Science News* 153: 38.

683. Monastersky, R. 1998. Satellites misread global temperatures. *Science News* 154: 100.

684. Parker, D.E., Horton, E.B. et Gordon, M. 1998. Global and regional climate in 1997. *Weather* 53: 155-176.

685. Pielke, R.A. Sr., Eastman, J., Chase, T.N. *et al.* 1998. 1973-1996 trends in depth-averaged tropospheric temperature. *JGR* 103:16927-16933.

686. Pielke, R.A. Sr., Eastman, J., Chase, T.N. *et al.* 1998. Correction to "1973-1996 trends in depth-averaged tropospheric temperature", by R.A. Pielke Sr. *et al.*. *JGR* 103:28909-28911.

687. Prabhakara, C., Iacovazzi, Jr., R., Yoo, J.-M. *et al.* 1998. Global warming deduced from MSU. *GRL* 25: 1927-1930.

688. Sterin, A.M. 1998. Trends in the upper-air temperature anomalies series: 1958-1997. *Proc. 23rd Climate Diagnostics and Prediction Workshop*, Oct 26-30, pp 166-168.

689. Wentz, F.J. et Schabel, M. 1998. Effects of orbital decay on satellite-derived lower-tropospheric temperature trends. *Nature* 394: 661-664.

690. World Meteorological Organization. 1998. The global climate system in 1997. *World Meteorological Organization Bulletin* 47: 264-267.

691. Yasunari, T., Nishimori, M. et Mito, T. 1998. Trends and interdecadal variations of the surface and lower-tropospheric temperature in the northern hemisphere from 1964 to 93. *J. Meterol. Soc. Japan* 76: 517-531.

692. Burns, G.B., French, W.J., Greet, P.A. *et al.* 1998. Monitoring the Antarctic mesopause region for signatures of climate change. *Annals of Glaciology* 27:669-673.

693. Dunkerton, T.J., Delisi, D.P. et Baldwin,M.P. 1998. Middle atmosphere cooling trend in historical rocketsonde data. *GRL* 25:3371-3374.

694. Pawson, S., Labitzke, K., Leder, S. 1998. Stepwise changes in stratospheric temperature. *GRL* 25: 2157-2160.

695. Aesawy, A.M. et Hasanean, H.M. 1998. Annual and seasonla climatic analysis of surface air temperature variations at six southern Mediterranean stations. *Theor. Appl. Climatol.* 61:55-68.

696. Balling Jr., R.C., Vose, R.S. et Weber, G.-R. 1998. Analysis of long-term European temperature records: 1751-1995. *CR* 10: 193-200.

697. Banfield, C.E. et Jacobs, J.D. 1998. Regional patterns of temperature and precipitation for Newfoundland and Labrador during the past century. *The Canadian Geographer* 42:354-364.

698. Chenoweth, M. 1998. The early 19th century climate of the Bahamas and a comparison with 20th century averages. *CC* 40:577-603.

699. Chen, L., Zhu, W., Wang, W. *et al.* 1998. Studies on climate change in China in recent 45 years. *Acta Meteorologica Sinica* 12:1-17.

700. Datsenko, N.M., Novotna, D. et Sonechkin, D.M. 1998. Analysis of climate change for 200 years from air temperature observations in Prague-Klementinum. *Russian Meteorology and Hydrology* 4:23-30.

701. Domonkos, P. et Piotrowicz,K. 1998. Winter temperature characteristics in central Europe. *Int. J. Climatology* 18:1405-1417.

702. Jacka, T.H. et Budd, W.F. 1998. Detection of temperature and sea-ice extent changes in the Antarctic and Southern Ocean, 1949-96. *Annals of Glaciology* 27:553-559.

703. Maugeri, M. et Nanni, T. 1998. Surface air temperature variations in Italy: Recent trends and update to 1993. *Theor. Appl. Climatol.* 61: 191-196.

704. Nanni, T., Vecchio, G.L. et Cecchini, S. 1998. Variability of surface air temperature in Italy 1870-1980. *Theor. Appl. Climatol.* 59: 231-235.

705. Rebetez, M. et Beniston, M. 1998. Changes in sunshine duration are correlated with changes in daily temperature range this century: An analysis of Swiss climatological data. *GRL* 25: 3611-3613.

706. D'Arrigo, R.D., Cook,E.R. Salinger, M.J. *et al.* 1998. Tree-ring records from New Zealand: long-term context for recent warming trend. *CD* 14:191-199.

707. Guillou-Frottier, L., Mareschal, J.-C. et Musset, J. 1998. Ground surface temperature history in central Canada inferred from 10 selected borehole temperature profiles. *JGR* 103: 7385-7397.

708. Jones, P.D., Briffa, K.R., Barnett, T.P. *et al.* 1998. High-resolution palaeoclimatic records for the last millennium: interpretation, integration and comparison with General Circulation Model control-run temperatures. *The Holocene* 8:455-471.

709. Luckman, B.H. 1998. Landscape and climate change in the central Canadian Rockies during the 20th century. The Canadian Geographer 42:319-336.

710. Pollack, H.N., Huang, S. et Shen, P.-Y. 1998. Climate change record in subsurface temperatures: A global perspective. *Science* 282: 279-281.

711. Quinn, T.M., Crowley, T.J., Taylor, F.W. 1998. A multicentury stable isotope record from a New Caledonia coral: Interannual and decadal sea surface temperature variability in the southwest Pacific since 1657 A.D. *Paleoceanography* 13: 412-426.

712. Tyson, P.D., Mason, S.J., Jones, M.Q.W. *et al.* 1998. Global warming and geothermal profiles: The surface rock-temperature response in South Africa. *GRL* 25: 2711-2713.

713. Balling, R.C. 1998. Analysis of daily and monthly spatial variance components in historical temperature records. *Physical Geography* 18:544-552.

714. Balling Jr., R.C., Michaels, P.J. et Knappenberger, P.C. 1998. Analysis of winter and summer warming rates in gridded temperature time series. *CR* 9: 175-181.

715. Barry, R.G. et Keen, R.A. 1998. Comments on 'The association between the BWA index and winter surface temperature variability over eastern Canada and west Greenland'. *Int. J. Climatology* 18:931.

716. Boiseau, M., Juillet-Leclerc, A., Yiou, P. *et al.* 1998. Atmospheric and oceanic evidences of El Niño-Southern Oscillation events in the south central Pacific Ocean from coral stable isoptope records over the last 137 years. *Paleoceanopgraphy* 13:671-685.

717. Broccoli, A.J., Lau,N.-C. et Math, M.J. 1998. The cold ocean-warm land pattern: Model simulation and relevance to climate change detection. *J. Climate* 11:2743-2763.

718. Grotefendt, K., Logemann, K., Quadfasel, D. *et al.* 1998. Is the Arctic Ocean warming? *JGR* 103: 27679-27687.

719. Hunt, B.G. 1998. Natural climatic variability as an explanation for historical climatic fluctuations. *CC* 38:133-157.

720. Jacobs, J.D. et Bell, T.J. 1998. Regional perspectives on 20th-century environmental change: Introduction and examples from northern Canada. *The Canadian Geographer* 42: 314-318.

721. Jones, P.D. et Hegerl, G.C. 1998. Comparisons of two methods of removing anthropogenically related variability from the near-surface observational temperature field. *JGR* 103: 13777-13786.

722. Kerr, R.A. 1998. As the oceans switch, climate shifts. *Science* 281:157.

723. Knutson, T.R. et Manabe, S. 1998. Model assessment of decadal variability and trends in the tropical Pacific Ocean. *J. Climate* 11: 2273-2296.

724. Machel, H., Kapala, A. et Flohn, H. 1998. Behaviour of the centres of action above the Atlantic since 1881. Part I: Characteristics of seasonal and interannual variability. *Int. J. Climatol.* 18: 1-22.

725. Michaels, P.J., Balling Jr., R.C., Vose, R.S. *et al.* 1998. Analysis of trends in the variability of daily and monthly historical temperature measurements. *CR* 10: 27-33.

726. Moron, V., Vautard, R. et Ghil, M. 1998. Trends, interdecadal and interannual oscillations in global sea-surface temperatures. *CD* 14:545-569.

727. North, G.R. et Stevens, M.J. 1998. Detecting climate signals in the surface temperature record. *J. Climate* 11: 563-577.

728. Rogers, J.C., Wang,C.-C., et McHugh, M.J. 1988. Persistent cold climate episodes around Greenland and Baffin Island: Links to decadal-scale sea surface temperature anomalies. *GRL* 25:3971-3974.

729. Shabalova, M.V. et Weber, S.L. 1998. Seasonality of low-frequency variability in early-instrumental European temperatures. *GRL* 25: 3859-3862.

730. Stott, P.A. et Tett, S.F.B. 1998. Scale-dependent detection of climate change. *J. Climate* 11: 3282-3294.

731. Wigley, T.M.L., Jaumann, P.J., Santer, B.D. *et al.* 1998. Relative detectability of greenhouse-gas and aerosol climate change signals. *CD* 14: 781-790.

732. Wigley, T.M.L., Smith, R.L. et Santer, B.D. 1998. Anthropogenic influence on the autocorrelation structure of hemispheric-mean temperatures. *Science* 282: 1676-1679.

733. Zhang, R.-H. et Rothstein, L.M. 1998. On the phase propagation and relationship of interannual variability in the tropical Pacific climate system. *CD* 14: 713-723.

734. Jones, P. 1998. Climate change: It was the best of times, it was the worst of times. *Science* 280: 544-545.

735. Karlen, W. 1998. Climate variations and the enhanced greenhouse effect. *Ambio* 27: 270-274.

736. Laut, P. et Gundermann, J. 1998. Does the correlation between solar cycle lengths and the Northern Hemisphere land temperatures rule out any significant global warming from greenhouse gases? *J. Atmospheric and Solar Physics* 60:1-3.

737. Leroy, S.S. 1998. Detecting climate signals: some Bayesian aspects. *J. Climate* 11: 640-651.

738. Mann, M.E., Bradley, R.S. et Hughes, M.K. 1998. Global-scale temperature patterns and climate forcing over the past six centuries. *Nature* 392: 779-787.

739. Mann, M.E., Bradley, R.S., Hughes, M.K. *et al.* 1998. Reply to Jones *et al. Science* 280:2027-2028.

740. Pearce, F. 1998. Sunny sideup. *New Scientist* 159: 44-48.

741. Rowntree, P.R. 1998. Global average climate forcing and temperature response since 1750. *Int. J. Climatology* 18: 355-377.

742. Sonnemann, G. 1998. Comment on "Does the correlation between solar cycle lengths and Northern Hemisphere land temperatures rule out any significant global warming from greenhouse gases?" by Peter Laut and Jesper Gundermann. *J. Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics* 60: 1625-1630.

743. Tol, R.S.J. et de Vos, A.F. 1998. A Bayesian statistical analysis of the enhanced greenhouse effect. *CC* 38: 87-112.

744. Tol, R.S.J. et Vellinga, P. 1998. Climate change, the enhanced greenhouse effect and the influence of the sun: A statistical analysis. *Theor. Appl. Climatol.* 61: 1-7.

745. Wilson, R.M. 1998. Evidence for solar-cycle forcing and secular variation in the Armagh Observatory temperature record (1844-1992). *JGR* 103: 11159-11171.

746. Hanssen-Bauer, I. et Forland, E.J. 1998. Long-term trends in precipitation and temperature in the Norwegian Arctic: Can they be explained by changes in atmospheric circulation patterns? *CR* 10:143-153.

747. King, J.C. et Harangozo, S.A. 1998. Climate change in the western Antarctic Peninsula since 1945: observations and possible causes. *Annals of Glaciology* 27: 571-575.

748. Sahai, A.K. 1998. Climate change: A case study over India. *Theor. Appl. Climatol.* 61: 9-18.

749. Graf, H., Kirchner, I. et Perlwitz, J. 1998. Changing lower stratospheric circulation: The role of ozone and greenhouse gases. *JGR* 103D: 11251-11261.

750. Monastersky, R. 1998. As globe warms, atmosphere may shrink. *Science News* 154: 199.

751. Upadhyay, H.O. et Mahajan, K.K. 1998. Atmospheric greenhouse effect and ionospheric trends. *GRL* 25: 3375-3378.

752. Bello, N.J. 1998. Evidence of climate change based on rainfall records in Nigeria. *Weather* 53:412-418.

753. Ben-Gai, T., Bitan, A., Manes, A. *et al.* 1998. Spatial and temporal changes in rainfall frequency distribution patterns in Israel. *Theor. Appl. Climatol*, 61:177-190.

754. Brito-Castillo, L., Leyva-Contreras, A. et Shelutko, V.A. 1998. Determination of decadal climatic cycles in runoff fluctuation of a hydrologic unit. *Atmosfera* 11: 27-42.

755. Cole, J.E. et Cook,E.R. 1998. The changing relationship between ENSO variability and moisture balance in the continental United States. *GRL* 25:4529-4532.

756. Curtis, J., Wendler, G., Stone, R. *et al.* 1998. Precipitation decrease in the western Arctic, with special emphasis on Barrow and Barter Island, Alaska. *Int. J. Climatology* 18:1687-1707.

757. Dai, A., Trenberth, K.E. et Karl, T.R. 1998. Global variations in droughts and wet spells: 1900-1995. *GRL* 25:3367-3370.

758. D'Amato, N. et Lebel, T. 1998. On the characterisitics of the rainfall events in the Sahel with a view to the analysis of climatic variability. *Int. J. Climatology* 18:955-974.

759. Esteban-Parra, M.J., Rodrigo, F.S. et Castro-Diez,Y. 1998. Spatial and temporal patterns of precipitation in Spain for the period 1880-1992. *Int. J. Climatology* 18:1557-1574.

760. Gan, T.Y. 1998. Hydroclimatic trends and possible climatic warming in the Canadian Prairies. *Water Resources Research* 34: 3009-3015.

761. Hecht, J. 1998. As the world warms, the heavens open. *New Scientist* 158: 22.

762. Kerr, R.A. 1998. The Sahara is not marching southward. *Science* 281: 633-634.

763. Kuzin, V.I., Krupchatnikov, V.N. et Fomenko, A.A. 1998. Analysis and modeling of changes in the climatic system of western Siberia. *Atmos. Oceanic Opt.* 11: 482-486.

764. Minetti, J.L. et Vargas, W.M. 1997. Trends and jumps in the annual precipitation in South America. *Atmosfera* 11:205-221.

765. Power, S., Tseitkin, F., Torok, S. *et al.* 1998. Australian temperature, Australian rainfall and the Southern Oscillation, 1910-1992: Coherent variability and recent changes. *Aust. Met. Mag.* 47: 85-101.

766. Robertson, A.W. et Mechoso, C.R. 1998. Interannual and decadal cycles in river flows of southeastern South America. *J. Climate* 11: 2570-2581.

767. Sun, A., Liu, X. et Gao, B. 1998. Change trends of extreme climate events in China. *Acta Meteorologica Sinica* 12: 129-141.

768. Suppiah, R. et Hennessy, K.J. 1998. Trends in total rainfall, heavy rain events and number of dry days in Australia, 1910-1990. *Int. J. Climatology* 10: 1141-1164.

769. Szinell, C.S., Bussay, A. et Szentimrey, T. 1998. Drought tendencies in Hungary. *Int. J. Climatology* 18: 1479-1491.

770. Tarhule, A. et Woo, M.-K. 1998. Changes in rainfall characteristics in northern Nigeria. *Int. J. Climatology* 18: 1261-1271.

771. Villalba, R., Grau, H.R., Boninsegna, J.A. *et al.* 1998. Tree-ring evidence for long-term precipitation changes in subtropical South America. *Int. J. Climatology* 18: 1463-1478.

772. Genta, J.L., Perez-Iribarren, G. et Mechoso, C.R. 1998. A recent increasing trend in the streamflow of rivers in Southeastern South America. *J. Climate* 11: 2858-2862.

773. Jones, P.D. et Lister, D.H. 1998. Riverflow reconstructions for 15 catchments over England and Wales and an assessment of hydrologic drought since 1865. *Int. J. Climatol.*. 18: 999-1013.

774. Shelton, M.L. 1998. Seasonal hydroclimate change in the Sacramento River basin, California. *Physical Geography* 19: 239-255.

775. Bajuk, L.J. et Leovy,C.B. 1998. Are there real interdecadal variations in marine low clouds? *J. Climate* 11:2910-2921.

776. Bajuk, L.J. et Leovy, C.B. 1998. Seasonal and interannual variations in stratiform and convective clouds over the tropical Pacific and Indian Oceans from ship observations. *J. Climate* 11:2922-2941.

777. Evans, S.J., Toumi, R., Harries, J.E. *et al.* 1998. Trends in stratospheric humidity and the sensitivity of ozone to these trends. *JGR* 103:8715-8725.

778. Gaffen, D.J. et Ross, R.J. 1997. U.S. surface humidity trends for 1961-1990. *In Proc. 22nd Annual Climate Diagnostics Workshop*, Oct 6-10, 1997, pp. 150-153.

779 .Norris, J.r., Zhang, Y. et Wallace, J.M. 1998. Role of low clouds in summertime atmosphere-ocean interactions over the North Pacific. *J. Climate* 11: 2482-2490.

780. Schroeder, S.R. et McGuirk, J.P. 1998. Widespread tropical atmospheric drying from 1979 to 1995. *GRL* 25: 1301-1304.

781. Schwartzman, P.D., Michaels, P.J. et Knappenberger, P.C. 1998. Observed changes in the diurnal dewpoint cycles across North America. *GRL* 25: 2265-2268.

782. Angell, J.K. 1998. Contraction of the 300 mbar north cicumpolar vortex during 1963-1997 and its movement into the eastern hemisphere. *JGR* 103:25,887-25,893.

783. Hartwig, S. 1998. Infrared active gases are likely to change the dynamics and the stability of the atmosphere. *Atm. Env.* 32: 2731-2736.

784. Kalkstein, L.S., Sheridan, S.C. et Graybeal, D.Y. 1998. A determination of character and frequency changes in air masses using a spatial synoptic classification. *Int. J. Climatology* 18: 1223-1236.

785. Thompson, D.W.J. et Wallace, J.M. 1998. The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *GRL* 25: 1297-1300.

786. Freeland, H. et Beamish, D. 1998. The changing Pacific. *CMOS* 26: 155-160.

787. Kawamura, R., Sugi, M., Kayahara, T. *et al.* 1998. Recent extraordinary cool and hot summers in east Asia simulated by an ensemble climate experiment. *J. Met. Soc. Japan* 76: 597-617.

788. Miller, A.J., Cayan, D.R. et White, W.B. 1998. A westward-intensified decadal change in the North Pacific Thermocline and gyre-scale circulation. *J. Climate* 11: 3112-3127.

789. Monastersky, R. 1998. Coral helps explain El Niño oddities. *Science News* 153: 340.

790. Nakamura, H. et Yamagata, T. 1998. Oceans and climate shifts. *Science* 281: 1144.

791. Niebauer, H.J. 1998. Variability in Bering Sea ice cover as affected by a regime shift in the North Pacific in the period 1947-1996. *JGR* 103: 27717-27737.

792. Stahle, D.W., D'Arrigo, R.D., Krusic, P.J. *et al.* 1998. Experimental dendroclimatic reconstruction of the Southern Oscillation. *BAMS* 79: 2137-2152.

793. Zhang, R.-H. 1998. Decadal variability of temperature at a depth of 400 meters in the North Pacific Ocean. *GRL* 25: 1197-1200.

794. Zhang, X., Sheng, J. et Shabbar, A. 1998. Modes of interannual and interdecadal variability of Pacific SST. *J. Climate* 11: 2556-2569.

795. Krahmann, G. et Schott, F. 1998. Longterm increases in Western Mediterranean salinities and temperatures: anthropogenic and climatic sources. *GRL* 25: 4209-4212.

796. Kutiel, H. et Maheras, P. 1998. Variations in the temperature regime across the Mediterranean during the last century and their relationship with circulations indices. *Theor. Appl. Climatol.* 61: 39-53

797. Mehta, V.M. 1998. Variability of the tropical ocean surface temperatures at decadal-multidecadal timescales. Part I: The Atlantic Ocean. *J. Climate* 11: 2351-2375.

798. Rajagopalan, B., Kushnir, Y. et Tourre, Y.M. 1998. Observed decadal midlatitude and tropical Atlantic climate variability. *GRL* 25: 3967-3970.

799. Venegas, S.A., Mysak, L.A. et Straub, D.N. 1998. An interdecadal climate cycle in the South Atlantic and its links to other ocean basins. *JGR* 103: 24723-24736.

800. DeGaetano, A.T. 1998. Reply to Sen *et al. J. Climate* 11:2150-2151. 8:104-120.

801. Domonkos, P. 1998. Statistical characteristics of extreme temperature anomaly groups in Hungary. *Theor. Appl. Climatology* 59:165-179.

802. Sen, Z., Kadioglu, M. et Kocak, K. 1998. Comments on "Recent trends in maximum and minimum temperature threshold exceedences in the northeastern United States". *J. Climate* 11: 2147-2149.

803. Bove, M.C., Elsner, J.B., Landsea, C.W. *et al.* 1998. Effect of El Niño on U.S. landfalling hurricanes, revisited. *BAMS* 79:2477-2482.

804. Bove, M.C., Zierden, D.F. et O'Brien, J.J. 1998. Are Gulf landfalling hurricanes getting stronger? *BAMS* 79:1327-1328.

805. Broadbridge, L.W. et Hanstrum, B.N. 1998. The relationship between tropical cyclones near Western Australia and the Southern Oscillation Index. *Australian Met. Magazine* 47:183-189.

806. Lander, M.A. et Guard, C.P. 1998. A look at global tropical cyclone activity during 1995: Contrasting high Atlantic activity with low activity in other basins. *Monthly Weather Review* 126: 1163-1173.

807. Nicholls, N., Landsea, C. et Gill, J. 1998. Recent trends in Australian region tropical cyclone activity. *Meteorol. Atmos. Phys.* 65: 197-205.

808. Shapiro, L.J. et Goldenberg, S.B. 1998. Atlantic Sea surface temperatures and tropical cyclone formation. *J. Climate* 1998. 11: 578-590.

809. Alexandersson, H., Schmith, T., Iden,K. *et al.* 1998. Long-term variations of the storm climate over NW Europe. *The Global Atmosphere and Ocean System* 6:97-120.

810. Beckmann, B.-R. et Tetzlaff, G. 1998. Changes in the frequency of storm surges on the Baltic Coast of Mecklenbyrg-Vorpommern. *The Global Atmosphere and Ocean System* 6:177-192.

811. Carretero, J.C., Gomez, M., Lozano, I. *et al.* 1998. Changing waves and storms in the northeast Atlantic? *BAMS* 79: 741-760.

812. Flather, R.A., Smith, J.A., Richards, J.D. *et al.* 1998. Direct estimates of extreme storm surge elevations from a 40-year numerical model simulation and from observations. *The Global Atmosphere and Ocean System* 6: 165-176.

813. Gunther, H., Rosenthal, W., Stawarz, M. *et al.* 1998. The wave climate of the Northeast Atlantic over the period 1955-1994: The WASA wave hindcast. *The Global Atmosphere and Ocean System* 6:121-163.

814. Schmith, T., Kaas, E. et Li, T.-S. 1998. Northeast Atlantic winter storminess 1875-1995 re-analaysed. *CD* 14: 529-536.

815. Von Storch, H. 1998. Foreword to WASA special issue. *The Global Atmosphere and Ocean System* 6: 93-95.

816. Changnon, S.A. 1998. Comments on "Secular trends of precipitation amount, frequency, and intensity in the United States". *BAMS* 79:2550-2552.

817. Changnon, D. et Changnon,S.A. Jr. 1998. Evaluation of weather catastrophe data for use in climate change investigations. *CC* 38:435-445.

818. Changnon, D. et Changnon,S.A. Jr. 1998. Climatological relevance of major USA weather losses during 1991-94. *Int. J. Climatology* 18:37-48.

819. Gamble, D.W. et Meentemeyer ,V.G. 1997. A synoptic climatology of extreme unseasonable floods in the southeastern United States, 1950-1990. *Physical Geography* 18:496-524.

820. Karl, T.R. et Knight,R.W. 1998. Reply to S. Changnon's 'Comments on "Secular trends of precipitation amount, frequency, and intensity in the United States"'. *BAMS* 79:2552-2554.

821. Lopez, R.E. et Holle, R.L. 1998. Changes in the number of lightning deaths in the United States during the twentieth century. *J. Climate* 11: 2070-2077.

822. Van der Vink, G., Allen, R.M., Chapin, J. *et al.* 1998. Why the United States is becoming more vulnerable to natural disasters. *EOS Transactions* 79: 537

823. Brown, R.D. et R.O. Braaten. 1998. Spatial and temporal variability of Canadian monthly snow depths, 1946-1995. Atmosphere-Ocean, 36, 37-45.

824. Hanna, E. 1998. How and why does Antarctic sea-ice vary? *J. Meteorology* 23: 153-158.

825. McPhee, M.G., Stanton, T.P., Morison, J.H. *et al.* 1998. Freshening of the upper ocean in the Arctic: Is perennial sea ice disappearing? *GRL* 25: 1729-1732.

826. Melling, H. 1998. Hydrographic changes in the Canada Basin of the Arctic Ocean, 1979-1996. *JGR* 103: 7637-7645.

827. Ye, H., Cho, H.-R. et Gustafson, P.E. 1998. The changes in Russian winter snow accumulation during 1936-83 and its spatial patterns. *J. Climate* 11: 856-863.

828. Zhang, J., Rothrock, D.A. et Steele, M. 1998. Warming of the Arctic Ocean by a strengthened Atlantic inflow: Model results. *GRL* 25: 1745-1748.

829. ATOC Consortium (The). 1998. Ocean climate change: Comparison of acoustic tomography, satellite altimetry, and modeling. *Science* 281:1327-1332.

830. Bentley, C.R. et Wahr, J.M. 1998. Satellite gravity and the mass balance of the Antarctic ice sheet. *J. Glaciology* 44:207-214.

831. Ajassa, R., Biancotti,A., Biasini,A. *et al.* 1998. Changes in the number and area of Italian alpine glaciers between 1958 and 1989. *Geografia Fisica Dinamica Quaternaria* 20:293-297.

832. Cao, M.S. 1998. Detection of abrupt changes in glacier mass balance in the Tien Shan Mountains. *J. Glaciology* 44:352-358.

833. Cogley, J.G. et Adams, W.P. 1998. Mass balance of glaciers other than the ice sheets. *J. Glaciology* 44:315-325.

834. Haeberli, W. et Beniston, M. 1998. Climate change and its impacts on glaciers and permafrost in the Alps. *Ambio* 27: 258-265.

835. Hodge, S.M., Trabant, D.C., Krimmel,R.M. *et al.* 1998. Climate variations and changes in mass of three glaciers in western North America. *J. Climate* 11:2161-2179.

836. Ombardi, R. et Parisi,B. 1998. Glaciers (vedrette) of the Dolomitic Group of Brenta (Alps): one hundered and thirty years of trips and observations. *Geografia Fisica Dinamica Quaternaria* 20:229-304.

837. Pelfini, M., Belloni,S., Rossi,G. *et al.* 1998. Response time of the Lys Glacier (Valle D'Aosta). An example of a dendrogeomorphological and environmental study. *Geografia Fisica Dinamica Quaternaria* 20:329-338.

838. Rabus, B.T. et Echelmeyer, K.A. 1998. The mass balance of McCall Glacier, Brooks Range, Alaska, U.S.A.; its regional relevance and implications for climate change in the Arctic. *J. Glaciology* 44: 333-351.

839. Bentley, C.R. 1998. Ice on the fast track. *Nature* 394:21-22.

840. Bentley, C.R. 1998. Rapid sea-level rise from a West Antarctic ice-sheet collapse: a short-term perspective. *J. Glaciology* 44:157-163.

841. Cullather, R.I., Bromwich,D.H. et Van Woert,M.L. 1998. Spatial and temporal variability of Antarctic precipitation from atmospheric methods. *J. Climate* 11:334-367.

842. Doake, C.S., Corr, H.F., Rott, H. *et al.* 1998. Breakup and conditions for stability of the northern Larsen Ice Shelf, Antarctica. *Nature* 391:778-780.

843. Ferrigno, J.G., Williams Jr., R.S., Rosanova, C.E. *et al.* 1998. Analysis of Coastal Change in Marie Byrd Land and Ellsworth Land, West Antarctica, Using Landsat Imagery. *Annals of Glaciology* 27:33-40.

844. Kerr, R.A. 1998. West Antarctica's weak underbelly giving way? *Science* 281: 499-500.

845. Kerr, R.A. 1998. Signs of past collapse beneath Antarctic ice. *Science* 281: 17-18.

846. Keys, H.J.R., Jacobs, S.S. et Brigham, L.W. 1998. Continued northward expansion of the Ross Ice Shelf, Antarctica. *Annals of Glaciology* 27: 93-98.

847. Park, B.-K., Chang, S.-K., Yoon, H.I. *et al.* 1998. Recent retreat of ice cliffs, King George Island, South Shetland Islands, Antarctic Peninsula. *Annals of Glaciology* 27: 633-635.

848. Remy, F. et Legresy, B. 1998. Antarctic non-stationary signals derived from Seasat-ERS-1 altimetry comparison. *Annals of Glaciology* 27: 81-85.

849. Rignot, E.J. 1998. Fast recession of a west Antarctic glacier. *Science* 281: 549-551.

850. Rott, H., Rack, W., Nagler, T. *et al.* 1998. Climatically induced retreat and collapse of northern Larsen Ice Shelf, Antarctic Peninsula. *Annals of Glaciology* 27: 86-92.

851. Smith, I.N., Budd, W.F. et Reid, P. 1998. Model estimates of Antarctic accumulation rates and their relationhip to temperature changes. *Annals of Glaciology* 27: 246-250.

852. Sohn, H.-G., Jezek, K.C. van der Veen, C.J. 1998. Jakobshavn Glacier, West Greenland: 30 years of spaceborne observations. *GRL* 25: 2699-2702.

853. Wingham, D.J., Ridout,A.J., Scharoo,R. *et al.* 1998. Antarctic elevation change from 1992 to 1996. *Science* 282:456-458.

854. Brydges, T. et Lumb, A. 1998. Canada's Ecological Monitoring and Assessment Network: Where are we at and where are we going? *Environmental Monitoring and Assessment* 51:595-603.

855. Copley, J. 1998. Fertile waters: Antarctic larvae could monitor tiny changes in climate. *New Scientist* 160 (2160):27.

856. Epstein, P.R., Diaz, H.F., Elias, S. *et al.* 1998. Bioloical and physical signs of climate change: Focus on mosquito-borne diseases. *BAMS* 79:409-414.

857. Hansell, R.I.C., Malcolm, J.R., Welch, H. *et al.* Atmospheric change and biodiversity in the Arctic. *Environmental Monitoring and Assessment* 49: 303-325.

858. Potter, C.S. et Brooks, V. 1998. Global analysis of empirical relations between climate and seasonality of NDVI. *Int. J. Remote Sensing* 19: 2921-2948.

859. Swetnam, T.W. et Betancourt, J.L. 1998. Mesoscale disturbance and ecological response to decadal climatic variability in the American Southwest. *J. Climate* 11: 3128-3145.

860. Ben-Gai, T., Bitan, A., Manes, A. *et al.* 1998. Aircraft measurements of surface albedo in relation to climatic changes in southern Israel. *Theor. Appl. Climatol*, 61:207-215.

861. Budyko, M.I., Baikova, I.M., Efimova, N.A. *et al.* 1998. A relationship between surface albedo and climate change. *Russian Meteorology and Hydrology* 6:1-5.

862. Holloway, G. 1998. Workshop considers biotic impacts of extratropical climate variability in the Pacific. *EOS Transactions* 79: 407.

863. Mulvaney, K. 1998. Can't take the heat. *New Scientist* 159: 12.

864. Pinol, J., Terradas, J. et Lloret, F. 1998. Climate warming, wildfire hazard, and wildfire occurrence in coastal eastern Spain. *CC* 38: 345-357.

865. Renwick, J.A., Hurst, R.J. et Kidson, J.W. 1998. Climatic influences on the survival of southern gemfish (*Rexea solandri*, Gempylidae) in New Zealand waters. *Int. J. Climatology* 18: 1655-1667.

6.0 Impacts

6.1 Fertilization par le CO_2 et l'azote

866. Berntson, G.M., Rajakaruna,N. et Bazzaz,F.A. 1998. Growth and nitrogen uptake in an experimental community of annuals exposed to elevated atmospheric CO_2. *GCB* 4:607-626.

867. Bezemer, T.M., Thompson, L.J. et Jones,T.H. 1998. *Poa annua* shows inter-generational differences in response to elevated CO_2. *GCB* 4:687-691.

868. Cannell, M.G. et Thornley, J.H. 1998. N-poor ecosystems may respond more to elevated [CO_2] than N-rich sones in the long term. A model analysis of grassland. *GCB* 4:431-442.

869. Fluckiger, W. et Braun, S. 1998. Nitrogen deposition in Swiss forests and its possible relevance for leaf nutrient status, parasite attacks and soil acidification. *Environmental Pollution* 102: 69-76.

870. Hall, J.M., Paterson, E. et Killham, K. 1998. The effect of elevated CO_2 concentration and soil pH on the relationship between plant growth and rhizosphere denitrification potential. *GCB* 4: 209-216.

871. Ingram, J. et Freckman, D.W. 1998. Soil biota and global change – preface. *GCB* 4: 699-701.

872. Janssens, I.A., Crookshanks, M., Taylor, G. *et al.* 1998. Elevated atmospheric CO_2 increases fine root production, respiration, rhizosphere respiration and soil CO_2 efflux in Scots pine seedlings. *GCB* 4: 871-878.

873. Kirschbaum, M.U.F., Medlyn, B.E., King, D.A. *et al.* 1998. Modelling forest-growth response to increasing CO_2 concentration in relation to various factors affecting nutrient supply. *GCB* 4: 23-41.

874. Luo, Y., Sims, D.A. et Griffin, K.L. 1998. Nonlinearity of photosynthetic responses to growth in rising atmospheric CO_2: an experimental and modelling study. *GCB* 4: 173-183.

875. Lutze, J.L. et Gifford, R.M. 1998. Carbon accumulation, distribution and water use of *Danthonia richardsonii* swards in response to CO_2 and nitrogen supply over four years growth. *GCB* 7: 851-861.

876. Miglietta, F., Magliulo, V., Bindi, M. *et al.* 1998. Free air CO_2 enrichment of potato (*Solanum tuberosum L.*): development, growth and yield. *GCB* 4: 163-172.

877. Moya, T.B., Ziska, L.H., Namuco, O.S. *et al.* 1998. Growth dynamics and genotypic variation in tropical, field-grown paddy rice (*Oryza sativa* L.) in response to increasing carbon dioxide and temperature. *GCB* 4: 645-656.

878. Mulholland, B.J., Craigon, J., Black, C.R. *et al.* 1998. Growth, light interception and yield responses of spring wheat (*Triticum aestivum* L.) grown under elevated CO_2 and O_3 in open-top chambers. *GCB* 4: 121-130.

879. Mulholland, B.J., Craigon, J., Black, C.R. *et al.* 1998. Effects of elevated CO_2 and O_3 on the rate and duration of grain growth and harvest index in spring wheat (*Triticum aestivum* L.). *GCB* 4: 627-635.

880. Wang, Y.-P., Rey, A. et Jarvis, P.G. 1998. Carbon balance of young birch trees grown in ambient and elevated atmospheric CO_2 concentrations. *GCB* 4: 797-807.

881. Wolfe, D.W., Gifford, R.M., Hilbert, D. *et al.* 1998. Integration of photosynthetic acclimation to CO_2 at the whole-plant level. *GCB* 4: 879-893.

882. Ziska, L.H. et Bunce, J.A. 1998. The influence of increasing growth temperature and CO_2 concentration on the ratio of respiration to photosynthesis in soybean seedlings. *GCB* 4: 637-643.

883. Ziska, L.H., Moya, T.B., Wassmann, R. *et al.* 1998. Long-term growth at elevated carbon dioxide stimulates methane emission in tropical paddy rice. *GCB* 4: 657-665.

884. Bettarini, I., Vaccari,F.P. et Miglietta,F. 1998. Elevated CO_2 concentrations and stomatal density: observations from 17 plant species growing in a CO_2 spring in central Italy. *GCB* 4:17-22.

885. Gao, Q. et Yu, M. 1998. A model of regional vegetation dynamics and its application to the study of Northeast China Transect (NECT) responses to global change. *GBC* 12: 329-344.

886. Korner, C. 1998. Tropical forests in a CO_2-rich world. *CC* 39: 297-315.

887. Brooks, G.L. et Whittaker, J.B. 1998. Responses of multiple generations of *Gastrophysa viridula*, feeding on *Rumex obstusifolius*, to elevated CO_2. *GCB* 4:63-75.

888. Coley, P.D. 1998. Possible effects of climate change on plant/herbivore interactions in moist tropical forests. *CC* 39:455-472.

889. Cotrufo, A.F., Ineson, P. et Scott, A. 1998. Elevated CO_2 reduces the nitrogen concentration of plant tissues. *GCB* 4:43-54.

890. Dury, S.J., Good, J.E., Perins, C.M. *et al.* 1998. The effects of increasing CO_2 and temperature on oak leaf palatability and the implications for herbiverous insects. *GCB* 4:55-61.

891. Gahrooee, F.R. 1998. Impacts of elevated atmospheric CO_2 on litter quality, litter decomposibility and nitrogen turnover rate of two oak species in a Mediterranean forest ecosystem. *GCB* 4:667-676.

892. Niklaus, P.A. 1998. Effects of elevated atmospheric CO_2 on soil microbiota in calcareous grassland. *GCB* 4: 451-458.

893. Norby, R.J. et Cotrufo, M.F. 1998. A question of litter quality. *Nature* 396: 17-18.

894. Williams, R.S., Lincoln, D.E. et Norby, R.J. 1998. Leaf age effects of elevated CO_2-grown white oak leaves on spring-feeding lepidopterans. *GCB* 4: 235-246.

6. 2 Méthodes permettant d'améliorer les analyses d'impact

895. Blair, D. 1998. The Kirkhofer technique of synoptic typing revisited. *Int.J.Climatology* 18:1625-1635.

896. Conway, D. et Jones, P.D. 1998. The use of weather types and air flow indices for GCM downscaling. *J. Hydrology* 212-213:348-361.

897. Crane, R.G. et Hewitson,B.C. 1998. Doubled CO_2 precipitation changes for the Susquehanna Basin: Down-scaling from the GENESIS general circulation model. *Int. J. Climatology* 18:65-76.

898. Easterling, W.E., Weiss, A., Hays, C.J. *et al.* 1998. Spatial scales of climate information for simulating wheat and maize productivity: the case of the US Great Plains. *Agricultural and Forest Meteorology* 90:51-63.

899. Friend, A.D. 1998. Parameterization of a global daily weather generator for terrestrial ecosystem modelling. *Ecological Modelling* 109:121-140.

900. Harnack, R.P., Jensen, D.T. et Cermak, J.R. III. 1998. Investigation of upper-air conditions occurring with heavy summer rain in Utah. *Int. J. Climatology* 18:701-723.

901. Hinzman, L.D., Goering, D.J. et Kane, D.L. 1998. A distributed thermal model for calculating soil temperature profiles and depth of thaw in permafrost regions. *JGR* 103: 28975-28991.

902. Kidson, J.W. et Thompson, C.S. 1998. A comparison of statistical and model-based downscaling techniques for estimating local climate variations. *J. Climate* 11: 735-775.

903. Konrad II, C.E. 1998. Persistent planetary scale circulation patterns and their relationship with cold air outbreak activity over the eastern United States. *Int. J. Climatology* 18: 1209-1221.

904. Mo, K.C. et Higgins, R.W. 1998. Tropical convection and precipitation regimes in the western United States. *J. Climate* 11: 2404-2423.

905. Rajeevan, M., Pai, D.S. et Thapliyal, V. 1998. Spatial and temporal relationships between global land surface air temperature anomalies and Indian summer monsoon rainfall. *Meteorol. Atmos. Phys.* 66: 157-171.

906. Schubert, S. 1998. Downscaling local extreme temperature changes in south-eastern Australia from the CSIRO MARK2 GCM. *Int. J. Climatology* 18: 1419-1438.

907. Stefanicki, G., Talkner, P. et Weber, R.O. 1998. Frequency changes of weather types in the Alpine region since 1945. *Theor. Appl. Climatology* 60: 47-61.

908. Walsh, S.E., Vavrus, S.J., Foley, J.A. *et al.* 1998. Global patterns of lake ice phenology and climate: Model simulations and observations. *JGR* 103: 28825-28837.

909. Wilby, R.L., Wigley, T.M.L., Conway, D. *et al.* 1998. Statistical downscaling of general circulation model output: A comparison of methods. *Water Resources Research* 34: 2995-3008.

910. Zeeb, P.J. et Hemond, H.F. 1998. Hydrologic response of a wetland to changing moisture conditions: Modeling effects of soil heterogeneity. *CC* 40: 211-227.

911. Winnett, S.M. 1998. Potential effects of climate change on U.S. forests: a review. *CR* 11: 39-49.

912. Yarnal, B. 1998. Integrated regional assessment and climate change impacts in river basins. *CR* 11: 65-74.

6.3 Écosystèmes forestiers

913. Bawa, K. et Dayanandan,S. 1998. Global climate change and tropical forest genetic resources. *CC* 39:473-485.

914. Bazzaz, F.A. 1998. Tropical forests in a future climate: Changes in biological diversity and impact on the global carbon cycle. *CC* 39:317-336.

915. Benzing, D.H. 1998. Vulnerabilities of tropical forests to climate change: the significance of resident epiphytes. *CC* 39:519-540.

916. Bonell, M. 1998. Possible impacts of climate variability and change on tropical forest hydrology. *CC* 39:215-272

917. Borchert, R. 1998. Responses of tropical trees to rainfall seasonality and its long-term changes. *CC* 39:381-393.

918. Condit, R. 1998. Ecological implications of changes in drought patterns: shifts in forest composition in Panama. *CC* 39:413-427.

919. Loope, L.L. et Giambelluca, T.W. 1998. Vulnerability of island tropical montane cloud forests to climate change, with special reference to east Maui, Hawaii. *CC* 39: 503-517.

920. Markham, A. 1998. Potential impacts of climate change on tropical forest ecosystems. *CC* 39: 141-143.

921. Ravindranath, N.H. et Sukumar, R. 1998. Climate change and tropical forests in India. *CC* 39: 563-581.

922. Whitmore, T.C. 1998. Potential impact of climatic change on tropical rain forest seedlings and forest regeneration. *CC* 39: 429-438.

923. Fleming, R.A. et Candau, J.-N. 1998. Influences of climatic change on some ecological processes of an insect outbreak system in Canada's boreal forests and the implications for biodiversity. *Environmental Monitoring and Assessment.* 49: 235-249.

924. Goodale, C.L., J.D. Aber et E.P. Farrell. 1998. Predicting the relative sensitivity of forest production in Ireland to site quality and climate change. *CR* 10: 51-67.

925. Herbst, M. et Hormann, G. 1998. Predicting the effect of temperatuere increase on the water balance of beech forest - an application of the 'KAUDSHA' model. *CC* 40:683-698.

926. Iverson, L.R. et Prasad, A.M. 1998. Predicting abundance of 80 tree species following climate change in the eastern United States. *Ecological Monographs* 68: 465-485.

927. Kronberg, B.I., Watt, M.J. et Polischuk, S.C. 1998. Forest-climate interactions in the Quetico-Superior Ecotone (northwest Ontario and northern Minnesota). *Environmental Monitoring and Assessment* 50: 173-187.

928. Neilson, R.P. et Drapek, R.J. 1998. Potentially complex biosphere responses to transient global warming. *GCB* 4: 505-521.

929. Stocks, B.J., Fosberg, M.A., Lynham, T.J. *et al.* 1998. Climate change and forest fire potential in Russian and Canadian boreal forests. *CC* 38: 1-13.

930. Thompson, I.D., Flannigan, M.D., Wotton, B.M. *et al.* 1998. The effects of climate change on landscape diversity: An example in Ontario forests. *Environmental Monitoring and Assessment* 49: 213-233.

931. Ineson, P., Benham, D.G., Poskitt, J. *et al.* 1998. Effects of climate change on nitrogen dynamics in upland soils. 2. A soil warming study. *GCB* 4: 153-161.

932. Ineson, P., Taylor, K., Harrison, A.F. *et al.* 1998. Effects of climate change on nitrogen dynamics in upland soils. 1. A transplant approach. *GCB* 4: 143-152.

933. Maciver, D.C. 1998. Atmospheric change and biodiversity. *Environmental Monitoring and Assessment* 49: 177-189.

934. Munn, R.E., Maarouf, A., Cartmale, L. *et al.* 1998. Atmospheric change and biodiversity: Formulating a Canadian science agenda. *Environmental Monitoring and Assessment* 49: 107-110.

935. Smith, P., Andren, O., Brussaard, L. *et al.* 1998. Soil biota and global change at the ecosystem level: describing soil biota in mathematical models. *GCB* 4: 773-784.

936. Swift, M.J., Andren, O., Brussaard, L. *et al.* 1998. Global change, soil biodiversity, and nitrogen cycling in terrestrial ecosystems: three case studies. *GCB* 4: 729-743.

937. Wardle, D.A., Verhoef, H.A. et Clarholm, M. 1998. Trophic relationships in the soil microfood-web: predicting the responses to a changing global environment. *GCB* 4: 713-727.

938. Young, I.M., Blanchart, E., Chenu, C. *et al.* 1998. The interaction of soil biota and soil structure under global change. *GCB* 4: 703-712.

6.4 Écosystèmes polaires et alpins

939. Hodkinson, I.D. et Bird, J. 1998. Host-specific insect herbivores as sensors of climate change in Arctic and alpine environments. *Arctic and Alpine Research* 30(1): 78-83.

940. Hodkinson, I.D., Webb, N.R., Bale, J.S. *et al.* 1998. Global change and Arctic ecosystems: Conclusions and predictions from experiments with terrestrial invertebrates and Spitsbergen. *Arctic and Alpine Research* 30(3): 306:313.

941. Molau, U. et Alatalo, J.M. 1998. Responses of subarctic-alpine plant communities to simulated environmental change: Biodiversity of bryophytes, lichens, and vascular plants. *Ambio* 27: 322-329.

942. Press, M.C., Callaghan, T.V. et Lee, J.A. 1998. How will European arctic ecosystems respond to projected global environmental change? *Ambio* 27: 306-311.

943. Price, M.V. et Waser, N.M. 1998. Effects of experimental warming on plant reproductive phenology in a subalpine meadow. *Ecology* 79: 1261-1271.

944. Shaver, G.R., Johnson, L.C., Cades, D.H. *et al.* 1998. Biomass and CO_2 flux in wet sedge tundras: Responses to nutrients, temperature, and light. *Ecological Monographs* 68: 75-97.

6.5 Écosystèmes aquatiques

945. White, J.D., Running, S.W., Thornton, P.E. *et al.* 1998. Assessing simulated ecosystem processes for climate variability research at Glacier National Park, USA. *Ecological Applications* 8: 805-823.

946. Clair, T.A. 1998. Canadian freshwater wetlands and climate change: Guest editorial. *CC* 40:163-165.

947. Freedman, B. et S. Beauchamp. 1998. Implications of Atmospheric change for biodiversity of aquatic ecosystems in Canada. *Environmental Monitoring and Assessment* 49: 271-280.

948. Hogg, I.D., Eadie, J.M., De Lafontaine, Y. 1998. Atmospheric change and the diversity of aquatic invertebrates: are we missing the boat? *Environmental Monitoring and Assessment* 49:291-301.

949. Holmes, B. 1998. Unwelcome guests. *New Scientist* 158: 22.

950. Moore, T.R., Roulet, N.T. et Waddington, J.M. 1998. Uncertainty in predicting the effect of climatic change on the carbon cycling of Canadian peatlands. *CC* 40: 229-245.

951. Mortsch, L.D. 1998. Assessing the impact of climate change on the Great Lakes shoreline wetlands. *CC* 40: 391-416.

952. Murdoch, P.S., Burns, D.A. et Lawrence, G.B. 1998. Relation of climate change to the acidification of surface waters by nitrogen deposition. *Environmental Science & Technology* 32:1642-1647.

953. Rouse, W.R. 1998. A water balance model for a subarctic sedge fen and its application to climatic change. *CC* 38: 207-234.

954. Schiff, S., Aravena, R., Mewhinney, E. *et al.* 1998. Precambrian shield wetlands: Hydrologic control of the sources and export of dissolved organic matter. *CC* 40: 167-188.

955. Wall, G. 1998. Implications of global climate change for tourism and recreation in wetland areas. *CC* 40: 371-389.

6.6 Ressources en eau

956. Arnell, N.W. 1998. Climate change and water resources in Britain. *CC* 39:83-110.

957. Feddema, J.J. 1998. Estimated impacts of soil degradation on the African water balance and climate. *CR* 10: 1427-141.

958. Gellens, D. et Roulin, E. 1998. Streamflow response of Belgian catchments to IPCC climate change scenarios. *J. Hydrology* 210:242-258.

959. Kunkel, K.E., Changnon, S.A., Croley II, T.E. *et al.* 1998. Transposed climates for study of water supply variability on the Laurentian Great Lakes. *CC* 38: 387-404.

960. Pilgrim, J.M., Xing, F. et Stefan, H.G. 1998. Stream temperature correlations with air temperatures in Minnesota: Implications for climate warming. *J. American Water Resources Assoc.* 34: 1109-1121.

961. Stefan, H.G., Fang, X. et Hondzo, M. 1998. Simulated climate change effects on year-round water temperatures in temperate zone lakes. *CC* 40: 547-576.

962. Fang, X. et Stefan, H.G. 1998. Potential climate warming effects on ice covers of small lakes in the contiguous U.S. *Cold Region Science and Technology* 27: 119-140.

6.7 Agriculture

963. Adams, R.M., Hurd,B.H., Lenhart, S. *et al.* 1998. Effects of global climate change on agriculture: an interpretative review. *CR* 11:19-30.

964. Dhakhwa, G.B. et Campbell, C.L. 1998. Potential effects of differential day-night warming in global climate change on crop production. *CC* 40:647-667.

965. Gifford, R., Angus, J., Barrett, D. *et al.* 1998. Climate change and Australian wheat (letter commenting on article by N. Nicholls in Nature 387:484-485). *Nature* 391:448-449.

966. Godden, D., Batterham, R. et Drynan, R. 1998. Climate change and Australian wheat (letter commenting on article by N. Nichols in Nature 387:484-485). *Nature* 391:447-448.

967. Komusco, A.U., Erkan, A. et Oz, S. 1998. Possible impacts of climate change on soil moisture availability in the southeast anatolia development project region (GAP): An analysis from an agriculturral drought perspective. *CC* 40:; 519-545.

968. Landau, S., Mitchell, R.A.C., Barnett, V. *et al.* 1998. Testing winter wheat simulation models' predictions against observed UK grain yields. *Agricultural and Forest Meteorology* 89: 85-99.

969. Mahmood, R. 1998. Air temperature variations and rice productivity in Bangladesh: a comparative study of the performance of the YIELD and the CERES-Rice models. *Ecological Modelling* 106: 201-212.

970. Mavromatis, T. et Jones, P.D. 1998. Comparison of climate change scenario construction methodologies for impact assessment studies. *Agricultural and Forest Meteorology* 91: 51-67.

971. McKone, M.J., Kelly, D. et Lee, W.G. 1998. Effect of climate change on mast-seeding species: frequency of mass flowering and escape from specialist insect seed predators. *GCB* 4: 591-596.

972. Singh, B., El Maayar, M., Andre, P. *et al.* 1998. Impacts of a GHG-induced climate change on crop yields: Effects of acceleration in maturation, moisture stress and optimal temperature. *CC* 38: 51-86.

973. Willits, D.H. et Peet, M.M. 1998. The effect of night temperature on greenhouse grown tomato yields in warm climates. *Agricultural and Forest Meteorology* 92: 191-202.

974. Lal, M., Singh, K.K., Rathore, L.S. *et al.* 1998. Vulnerability of rice and wheat yields in NW India to future changes in climate. *Agricultural and Forest Meteorology* 89: 101-114.

975. Raddatz, R.L. et Shaykewich, C.F. 1998. Impact of warm summers on the actual evapotranspiration from spring wheat grown on the eastern Canadian prairies. *Can. J. Soil Science* 78: 171-179.

976. Williams, L.J., Shaw, D. et Mendelsohn, R. 1998. Evaluating GCM output with impact models. *CC* 39: 111-133.

6.8 Flore et faune

977. Cannon, R.J. 1998. The implications of predicted climate change for insect pests in the UK, with emphasis on non-indigenous species. *GCB* 4:785-796.

978. Davis, A.J., Jenkinson, L.S., Lawton, J.H. *et al.* 1998. Making mistakes when predicting shifts in species range in response to global warming. *Nature* 391:783-786.

979. Ferguson, M.A.D., R.G. Williamson et F. Messier. 1998. Inuit Knowledge of Long-term changes in a population of Arctic tundra caribou. *Arctic* 51(3): 201-219.

980. Forchhmammer, M.C., E. Post et N.C. Stenseth. 1998. Breeding phenology and climate. *Nature* 391: 29-30.

981. McCleery, R.H. et Perrins, C.M. 1998. Temperature and egg-laying trends. *Nature* 391: 30-31.

982. Pearce, F. 1998. Too darned hot. *New Scientist* 159: 40-43.

6.9 Phénomènes extrêmes/circulation

983. Flather, R.A. et Smith, J.A. 1998. First estimates of changes in extreme storm surge elevations due to the doubling of CO_2. *The Global Atmosphere and Ocean System* 6:193-208.

984. Spiller, D.A., Losos, J.B. et Schoener, T.W. 1998. Impact of a catastrophic hurricane on island populations. *Science* 281: 695-697.

985. Lucero, O.A. 1998. Invariance of the design storm in a region under a rainfall climate change at mid-latitudes. *Atmospheric Research* 49: 11-20.

986. Mehta, V.M. et Coughlan, M. 1998. Summary of the proceedings of the JCESS-CLIVAR workshop on decadal climate variability. *BAMS* 79: 301-329.

987. Oldfield, F. 1998. For research on climate change, past is key to future. *EOS Transactions* 79: 493-494.

988. Palmer, T.N. 1998. Nonlinear dynamics and climate change: Rossby's legacy. *BAMS* 79: 1411-1423.

989. Schubert, M., Perlwitz, J., Blender, R. *et al.* 1998. North Atlantic cyclones in CO_2-induced warm climate simulations: frequency, intensity, and tracks. *CD* 14: 827-837.

990. Trenberth, K.E. 1998. Atmospheric moisture residence times and cycling: implications for rainfall rates and climate change. *CC* 39: 667-694.

991. Baik, J.-J. et Paek,J.-S. 1998. A climatology of sea surface temperature and the maximum intensity of western north Pacific tropical cyclones. *J. Met. Soc. Japan* 76:129-137.

992. Duan, Y., Qin,Z., Gu, J. *et al.* 1998. Numerical study on the effects of sea surface temperature on tropical cyclone intensity - Part I: Numerical experiment of the tropical cyclone intensity related to SST. *Acta Meteorologica* Sinica 12:142-148.

993. Knutson, T., Tuleya, R., Kurihara, Y. *et al.* 1998. Exploring the sensitivity of hurricane intensity to CO_2-induced global warming using the GFDL hurricane prediction system. *22nd Conf. on Hurricanes*. p587.

994. Krishnamurti, T.N., Correa-Torres, R. Latif, M. *et al.* 1998. The impact of current and possible future sea surface temperature anonamlies on the frequency of Atlantic hurricanes. *Tellus* 50A:186-210.

995. Kuroda, M., Harada, A. et Tomine, K. 1998. Some aspects on sensitivity of typhoon intensity to sea-surface temperature. *J. Meteorological Soc. of Japan* 76: 145-151.

996. Royer, J.-F., Chauvin, F., Timbal, B. *et al.* 1998. A GCM study of the impact of greenhouse gas increase on the frequency of occurrence of tropical cyclones. *CC* 38: 307-343.

997. Walsh, K. et Pittock, A.B. 1998. Potential changes in tropical storms, hurricanes, and extreme rainfall events as a result of climate change. *CC* 39: 199-213.

998. Chipperfield, M.P. et Pyle, J.A. 1998. Model sensitivity studies of Arctic ozone depletion. *JGR* 103:28,389-28,403.

999. Monastersky, R. 1998. Greenhouse warming hurts Arctic ozone. *Science News* 153: 228.

1000. Salawitch, R.J. 1998. A greenhouse warming connection. *Nature* 392: 551-552.

1001. Shindell, D.T., Rind, D. et Lonergan, P. 1998. Climate change and the middle atmosphere. Part IV: Ozone response to doubled CO_2. *J. Climate* 11: 895-918.

1002. Shindell, D.T., Rind, D. et Lonergan, P. 1998. Increased polar stratospheric ozone losses and delayed eventual recovery owing to increasing greenhouse-gas concentrations. *Nature* 392: 589-595.

1003. Zurer, P. 1998. Greenhouse gases impeding ozone recovery. *Chemical & Engineering News* 76: 12.

6.10 Glace de mer/élévation du niveau marin

1004. Anandakrishnan, S., Blankeship, D.D., Alley, R.B. *et al.* 1998. Influence of subglacial geology on the position of a West Antarctic ice stream from seismic observations. *Nature* 394:62-65.

1005. Bell, R.E., Blankenship, D.D., Finn, C.A. *et al.* 1998. Influence of subglacial geology on the onset of a West Antarctic ice stream from aerogeophysical observations. *Nature* 394:58-62.

1006. Bindschadler, R. 1998. Future of the West Antarctic Ice Sheet. Science 282:428-429.

1007. Gerdes, R. et Grosfeld, K. 1998. Circulation beneath the Filchner Ice Shelf, Antarctica, and its sensitivity to changes in the oceanic environment: a case-study. *Annals of Glaciology* 27: 99-104.

1008. Gregory, J.M. et Oerlemans, J. 1998. Simulated future sea-level rise due to glacier melt based on regionally and seasonally resolved temperature changes. *Nature* 391: 474-479

1009. Oppenheimer, M. 1998. Global warming and the stability of the West Antarctic Ice Sheet. *Nature* 393: 325-332.

1010. Williams, M.J.M., Warner, R.C. et Budd, W.F. 1998. The effects of ocean warming on melting and ocean circulation under the Amery Ice Shelf, East Antarctica. *Annals of Glaciology* 27: 75-80.

1011. Warner, R.C. et Budd, W.F. 1998. Modelling the long-term response of the Antarctic ice sheet to global warming. *Annals of Glaciology* 27: 161-168.

1012. Oerlemans, J., Anderson, B., Hubbard, A. *et al.* 1998. Modelling the response of glaciers to climate warming. *CD* 14: 267-274.

1013. Vallon, M., Vincent, C. et Reynaud, L. 1998. Altitudinal gradient of mass-balance sensitivity to climatic change from 18 years of observations on glacier d'Argentiere, France. *J. Glaciology* 44: 93-96.

1014. Wallinga, J. et van de Wal, R.S.W. 1998. Sensitivity of Rhonegletscher, Switzerland, to climate change: experiments with a one-dimensional flowline model. *J. Glaciology* 44: 383-393.

1015. Cui, M. et Zorita, E. 1998. Analysis of the sea-level variability along the Chinese coast and estimation of the impact of a CO_2-perturbed atmospheric circulation. *Tellus* 50A:333-347.

1016. Gough, W.A. 1998. Projections of Sea-Level Change in Hudson and James Bays, Canada, due to Global Warming. *Arctic and Alpine Research* 30(1): 84-88.

1017. Shaw, J., Taylor, R.B., Solomon, S. *et al.* 1998. Potential impacts of global sea-level rise on Canadian coasts. *The Canadian Geographer* 42:365-379.

6.11 Économie et santé

1018. Chiotti, Q. 1998. An assessment of the regional impacts and opportunities from climate change in Canada. *The Canadian Geographer* 42:380-393.

1019. Demeritt, D. et Rothman,D. 1998. Comments on J.B. Smith (Climate Change 32:313-326) and the aggregation of climate change damage costs. *CC* 40:699-704.

1020. Frijters, P. et B.M.S. Van Praag. 1998. The effects of climate on welfare and well-being in Russia. *CC* 39(1): 61-81.

1021. Smith, J.B. 1998. Response to commentary by Demeritt and Rothman. *CC* 40: 705-707.

1022. Timmerman, P. 1998. Disembodied and disembedded? The social and economic implications of atmospheric change and biodiversity. *Environmental Monitoring and Assessment* 49: 111-122.

1023. Yates, D.N. et Strzepek, K.M. 1998. An assessment of integrated climate change impacts on the agricultural economy of Egypt. *CC* 38: 261-287.

1024. Yohe, G.W. et Schlesinger, M.E. 1998. Sea-level change: The expected economic cost of protection or abandonment in the United States. *CC* 38: 447-472.

1025. Colwell, R.R., Epstein, P.R. et Gubler, D. 1998. Climate change and human health. *Science* 279:968-969.

1026. Lindgren, E. 1998. Climate change, tick-borne encephalitis and vaccination needs in Sweden – a prediction model. *Ecological Modelling* 110: 55-63.

1027. Thouez, J.-P.M., Singh, B., Andre, P. *et al.* 1998. Le rechauffement du climat terrestre et les impacts potentiels en geographie des maladies. *The Canadian Geographer* 42: 78-85.

1028. Woodward, A., Hales, S. et Weinstein, P. 1998. Climate change and human health in the Asia Pacific region: who will be most vulnerable? *CR* 11: 31-38.

7.0 Politique

1029. Agrawala, S. 1998. Context and early origins of the Intergovernmental Panel on Climate Change. *CC* 39:605-620.

1030. Agrawala, S. 1998. Structural and process history of the Intergovernmental Panel on Climate Change. *CC* 39:621-642.

1031. Barrett, J. 1998. The spectroscopic contributions of CO_2 to the warming and cooling of the Earth's atmosphere. *Energy & Environment* 9:673-680.

1032. Facoby, H.D., Prinn, R.G. et Schmalensee, R. 1998. Kyoto's unfinished business. *Foreign Affairs* 77: 54.

1033. Fisk, D. 1998. No Room for Complacency over Climate. *Nature* 396: 509.

1034. Karlen, W. 1998. Long-term solar forcing of the Holocene climate. *Energy & Environment* 9:741-742.

1035. Lassen, K. 1998. Long-term variations in solar activity and their apparent effect on the Earth's climate. *Energy & Environment* 9: 727-739.

1036. Linden, H.R. 1998. Are the IPCC carbon emission and carbon dioxide stabilization scenarios realistic? *Energy & Environment* 9: 647-657.

1037. Metzner, H. 1998. A revised view on the cause of "global warming" – scientists' reply to the IPCC reports. *Energy & Environment* 9: iii-iv.

1038. Priem, H.N.A. 1998. CO_2 and climate: Geological perspective. *Energy & Environment* 9: 659-672.

1039. Robock, A. 1998. Global warming: State of the science. *Energy and Environment* 9: 609-616.

1040. Schonwiese, C.D. 1998. Global and regional climate changes – multiple statistical estimation of the causes taken from observed data. *Energy & Environment* 9:589-606.

1041. Singer, F. 1998. Unfinished business – The scientific case against the global climate treaty. *Energy & Environment* 9: 617-632.

1042. Svensmark, H. 1998. Possible mechanisms of solar activity modulation of earth climate. *Energy & Environment* 9: 721-?

1043 Wiin-Nielsen, A. 1998. Limited predictability and the greenhouse effect – a scientific review. *Energy & Environment* 9: 633-646.

1044. Bord, R.J., Fisher, A. et O'Connor,R.E. 1998. Public perceptions of global warming: United States and international perspectives. *CR* 11:75-84.

1045. Henderson-Sellers, A. 1998. Climate whispers: Media communication about climate change. *CC* 40: 421-456.

1046. Bach, W. 1998. The climate protection strategy revisited. *Ambio* 27:498-505.

1047. Baxter, V., Fischer, S. et Sand, J.R. 1998. Global warming implications of replacing ozone-depleting refrigerants. *ASHRAE Journal* 40:23-30.

1048. Betsill, M.M. et Pielke, R.A. Jr. 1998. Blurring the boundaries: Domestic and international ozone politics and lessons for climate change. *Int. Env. Affairs* 10:147-172.

1049. Bolin, B. 1998. The Kyoto negotiations on climate change: a scientific perspective. *Science* 279:330-331.

1050. Chung, H.-S. 1998. Industrial structure and source of carbon dioxide emissions in east Asia: Estimation and comparison. *Energy & Environment* 9:509-534.

1051. Enting, I.E. 1998. *Attribution of greenhouse gas emissions, concentrations and radiative forcing*. CSIRO Atmospheric Research Technical Paper #38. 29pp.

1052. Hoffert, M.I., Caldeira, K., Jain, A.K. *et al.* 1998. Energy implications of future stabilization of atmospheric CO_2 content. *Nature* 395: 881-884.

1053. Kinzig, A.P. et Kammen, D.M. 1998. National trajectories of carbon emissions: analysis of proposals to foster the transition to low-carbon economies. *Global Environmental Change* 8: 183-208.

1054. Yang, C. et Schneider, S.H. 1998. Global carbon dioxide emissions scenarios: sensitivity to social and technological factors in three regions. *Mitigation and Adaptation Strategies for Global Change* 2: 373-404.

1055. Brydges, T.G. 1998. Nitrogen deposition in Canada's boreal shield: implications for the Kyoto Protocol. *Environmental Pollution* 102:365-370.

1056. Chiba, Y. 1998. Simulation of CO_2 budget and ecological implications of sugi (*Cryptomeria japonica*) man-made forests in Japan. *Ecological Modelling* 111:269-281.

1057. Corbett, B. 1998. CO_2 capture utilization study. *Alberta Chamber of Resources Directory* 1998:34-38.

1058. De Kimpe, C.R. et MacDonald,K.B. 1998. Making the link between science and policy: controlling N losses from agriculture in Canada. *Environmental Pollution* 102:763-769.

1059. Dumanski, J., DesJardins,R.L., Tarnocai,C. *et al.* 1998. Possibilities for future carbon sequestration in Canadian agriculture in relation to land use changes. *CC* 40:81-103.

1060. Gadgil, M. 1998. Catch that carbon. *Our Planet* 9:19-20.

1061. Hanisch, C. 1998. The pros and cons of carbon dioxide dumping. Environmental *Science* & Technology 32(1): 20-24.

1062. Kolchugina, T.P. et Vinson, T.S. 1998. The future role of Russian forests in the global carbon cycle. *Ambio* 27: 579-580.

1063. Kunzig, R. et Zimmer, C. 1998. Carbon cuts and techno-fixes: 10 things to do about the Greenhouse Effect (some of which aren' t crazy). *Discover* 61-71.

1064. Kurz, W.A., Beukema, S.J. et Apps, M.J. 1998. Carbon budget implications of the transition from natural to managed disturbance regimes in forest landscapes. *Mitigation and Adaptation Strategies for Global Change* 2: 1-17.

1065. Li, Z. et Zhao, Q.-G. 1998. Carbon dioxide fluxes and potential mitigation in agriculture and forestry of tropical and subtropical China. *CC* 40: 119-133.

1066. Nieveen, J.P., Jacobs, C.M.J. et Jacobs, A.F.G. 1998. Diurnal and seasonal variation of carbon dioxide exchange from a former true raised bog. *GCB* 4: 823-833.

1067. Sohngen, B., Mendelsohn, R. et Neilson, R. 1998. Predicting CO_2 emissions from forests during climatic change: A comparison of natural and human response models. *Ambio* 27: 509-513.

1068. Stallard, R.F. 1998. Terrestrial sedimentation and the carbon cycle: Coupling weathering and erosion to carbon burial. *GBC* 12: 231-257.

1069. Weber, M.G. et Stocks, B.J. 1998. Forest fires and sustainability in the boreal forests of Canada. *Ambio* 27:545-550.

1070. Bierbaum, R.M. 1998. Preface to special issue of Climate Research on regional assessment of climate change. *CR* 11:1-3.

1071. Bourget, L. et Clamen,M. 1998. Managing extremes: The IJC experience. *Canadian Water Resources Journal* 23:135-142.

1072. Brigham, L.W. 1998. Meeting report: Polar aspects of global change. *Environmental Conservation* 25:366-368.

1073. Burton, I. 1998. Climate adaptation policies for Canada? *Policy Options*, May 1998:6-10.

1074. Cohen, S., Demeritt, D., Robinson, J. *et al.* 1998. Climate change and sustainable development: towards dialogue. *Global Environmental Change* 8: 341-371.

1075. Hansell, R. et Bass, B. 1998. Holling's figure-eight model: A technical reevaluation in relation to climate change and biodiversity. *Environmental Monitoring and Assessment* 49: 157-168.

1076. Hulme, M. 1998. Global warming. *Progress in Physical Geography* 22: 398-406.

1077. Hulme, M. et Brown, O. 1998. Portraying climate scenario uncertainties in relation to tolerable regional climate change. *CR* 10: 1-14.

1078. Jager, J. 1998. The human side of global change. *Environment* 40: 25-26.

1079. Janssen, M. 1998. Use of complex adaptive systems for modeling global change. *Ecosystems* 1: 457-463.

1080. Parry, M., Arnell, N., Hulme, M. *et al.* 1998. Buenos Aires and Kyoto targets do little to reduce climate change impacts. *Global Environmental Change* 8: 285-289.

1081. Pielke, R.A. Jr 1998. Rethinking the role of adaptation in climate policy. *Global Environmental Change* 8: 159-170.

1082. Scheraga, J.D. et Grambsch, A.E. 1998. Risks, opportunities, and adaptation to climate change. *CR* 10: 85-95.

1083. Weller, G. 1998. Regional impacts of climate change in the Arctic and Antarctic. *Annals of Glaciology* 27: 543-552.